III-16.710

CONSTANTIN GRASU

GEOLOGIE STRUCTURALĂ

Editura Tehnică

Constantin Grasu

GEOLOGIE STRUCTURALĂ

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONSTANTIN GRASU

GEOLOGIE STRUCTURALĂ

056128
B.C.U. - IASI

EDITURA TEHNICĂ
Bucureşti, 1997

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Copyright© 1997, Editura Tehnică
Toate drepturile asupra acestei ediţii sunt rezervate editurii

Adresa: EDITURA TEHNICĂ
Piaţa Presei Libere, 1
33 Bucureşti, România
Cod 71341

19. 12. 1997
B. C. U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
Acc 54.626

Redactor: ing. ADINA IONESCU
Tehnoredactor: NICOLETA NEGOIŢĂ
Culegere şi tehnoredactare computerizată:
CRINA MICLĂUŞ
GH. DUMITRESCU
Coperta: SIMONA DUMITRESCU

Bun de tipar: 2.07.1997 Coli: 15.25
C.Z.:551.7
ISBN: 973-31-1058-2

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUVÂNT ÎNAINTE

Sinteza de geologie structurală pe care o propunem în volumul de față reprezintă a treia versiune din literatura noastră de specialitate, după aceea a lui I. Dumitrescu din 1962, prima dealtfel, urmată ulterior de cea de a doua a lui S. Pauliuc și C. Dinu din 1985. Sarcina pe care ne-am asumat-o nu este una simplă, dacă avem în vedere faptul că o nouă variantă presupune abandonarea tratării clasice a problematicii de profil și subordonarea ei totală conceptului deja revolut al tectonicii globale.

Iată, așadar, motivul pentru care, atât în structura cărții cât și în fondul propriu - zis al tratării am rămas fideli unei abordări în care deformările scoarței au fost ordonate în raport cu tipurile de tensiuni generate de cinematica plăcilor, deformări urmărite descendent, de la nivel continental la nivel regional și local. O asemenea viziune ni se pare logică și ea ne-a fost sugerată de tratatul de Geologie Structurală a lui M. Mattauer, elaborat într-un atare spirit încă din 1973 și care se afla deja în 1980 la a doua ediție.

Credem că fenomenologia cu care operează astăzi conceptul de tectonică globală este suficient de argumentată și că nu este cazul ca acesta să mai fie tratat ca o ipoteză de lucru și ca atare să facă obiectul unui simplu capitol, așa cum se mai întâmplă încă în unele sinteze de profil. În același timp, cunoscându-se sursa tensiunilor la care este supusă scoarța am încercat să abandonăm modul de prezentare descriptivist, invocându-se pe cât posibil și acolo unde a fost cazul, suportul geofizic al fenomenelor tectonice.

Adresându-ne unor categorii mai largi de specialiști, atât din ramura geologiei cât și din domenii limitrofe, grija noastră a fost de a selecta în așa fel problemele, încât să nu se cadă nici în detaliile tectonicii globale și nici ale microtectonicii; se înțelege că, în cazul aprofundării problemelor de tectonică globală sau de microtectonică, rămân în continuare de mare utilitate sintezele realizate de M. Bleahu (1983; 1989) și A Gurău (1988) cât și traducerea din limba engleză a lui Hobbs, Means și Williams (1988).

S-a avut apoi în vedere ca problematica supusă atenției să fie ilustrată cu exemple regionale cât mai reprezentative, dar care să nu încarce excesiv volumul de informații în dauna înțelegerii mecanismelor de deformare.

În final, un capitol a fost consacrat evoluției pământului românesc privită prin prisma tectonicii plăcilor. Am inclus un asemenea subiect cu scopul de a trece în revistă maniera în care trebuie utilizată fenomenologia tectono - globală în reconstituirile structogenetice și, în special, a zonelor de orogen în raport direct cu nivelul de cunoaștere geologică a teritoriului.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

În acest sens, relativismul firesc al modelelor de aplicare a tectonicii plăcilor ne-a determinat să insistăm mai mult asupra argumentelor geologice și geofizice care constituie elemente deja câștigate și pe care se poate sprijini oricare din tentativele de interpretare; în privința modelelor geodinamice, se înțelege că au fost reținute acelea care se circumscriu cel mai bine realităților geologice cvasiunanim recunoscute. Un glosar de termeni tectonici ni s-a părut, în sfârșit, imperios și de utilitate imediată, dar problemele de spațiu tipografic ne-au determinat să-l limităm sever, oprindu-ne doar la terminologia apărută în ultimele decenii; considerăm că utilitatea lui ar putea consta tocmai în păstrarea termenilor în limba engleză de origine, în special, a celor lipsiți de un corespondent în limba română sau a celor greu traductibili, explicația în românește vizând numai semnificația lor structurală.

Măsura în care dezideratele menționate au fost transpuse și în realitate, nu ne-o poate da decât judecata celor care se vor apleca asupra rândurilor acestei cărți, judecată făcută însă detașat și cu convingerea că o atare întreprindere chiar dacă nu satisface în totalitate intențiile, ea poate fi perfectibilă, ramânând ca sarcină însă, celor care ne vor urma.

Autorul

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

1. Geologia structurală/ 9
   1.1. Obiect și discipline conexe/ 9
   1.2. Mijloacele de studiu în geologia structurală/ 11
2. Considerații privind scoarța Pământului/ 16
   2.1. Definiție; tipuri de scoarță/ 16
   2.2. Comportamentele scoarței; plăcile și tensiunile tectonice/ 21
   2.3. Geometria tensiunilor în cadrul mișcării plăcilor/ 23
3. Noțiuni de mecanica rocilor/ 25
   3.1. Noțiunea de tensiune; categorii/ 25
   3.2. Deformare/ 28
   3.3. Deformare și rupere/ 30
   3.4. Factorii fizici care controlează deformarea/ 33
      3.4.1. Influența presiunii litostatice/ 33
      3.4.2. Influența temperaturii asupra deformării/ 35
      3.4.3. Influența adâncimii/ 36
      3.4.4. Influența anizotropiei rocilor/ 36
      3.4.5. Influența lichidelor de impregnație/ 37
   3.5. Tectonica experimentală/ 38
4. Structurile primare/ 43
   4.1. Structurile primare ale rocilor sedimentare/ 43
      4.1.1. Stratul: definiție, elementele sale/ 45
      4.1.2. Concordanța și discordanța stratelor/ 45
         4.1.2.1. Clasificarea discordanțelor/ 46
         4.1.2.2. Discordanțele în stratigrafia seismică/ 49
         4.1.2.3. Discordanțele: importanță și criterii de identificare/ 52
   4.2. Structurile primare ale rocilor magmatice/ 53
      4.2.1. Structurile magmatice efuzive/ 53
      4.2.2. Structurile magmatice intrusive/ 54
      4.2.3. Studiul microtectonic al magmatitelor/ 59
   4.3. Indicii de polaritate stratigrafică/ 61
5. Structurile tectonice. Definirea termenilor/ 67
   5.1. Faliile/ 67
      5.1.1. Faliile: definiție, elementele lor/ 67
      5.1.2. Nomenclatura faliilor/ 69
      5.1.3. Determinarea sensului de deplasare a compartimentelor de falie/ 74
   5.2. Fisurile/ 80
   5.3. Cutele/ 85
      5.3.1. Cutele: definiție, elementele lor/ 85
      5.3.2. Nomenclatura cutelor/ 91
      5.3.3. Asociația cute - falii; pânzele de șariaj/ 96
6. Structurile tectonice de distensiune/ 107
   6.1. Distensiunea la scara Globului/ 107
      6.1.1. Distensiunea în plăcile continentale/ 107

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

6.1.2. Distensiunea în plăcile oceanice/ 112
6.2. Structurile tectonice de distensiune regională/ 117
6.3. Structurile tectonice de distensiune locală/ 122
7. Structurile tectonice de compresiune/ 127
7.1. Procesul de subducție. Generalități/ 127
7.2. Subducția și orogeneza/ 132
7.3. Orogeneza și teoria geosinclinală/ 134
7.3.1. Tectogeneza/ 137
7.3.2. Reajustarea izostatică a catenelor/ 141
7.4. Orogeneza și magmatismul/ 143
7.5. Orogeneza și metamorfismul regional/ 144
7.6. Evoluția catenelor și noțiunea de nivel structural/ 145
7.7. Faliile inverse: caracteristici și evoluție/ 148
7.8. Faliile inverse și șariajele/ 150
8. Faliile de decroșare/ 156
8.1. Decroșări mari ale scoarței/ 156
8.2. Decroșări regionale și locale/ 160
8.3. Decroșările și tectonica de culisare/161
8.3.1. Decroșările simple/ 161
8.3.2. Decroșările sinuoase/ 162
9. Mecanismele de cutare/166
9.1. Cutarea prin flexionare și alunecare/ 166
9.2. Cutarea prin aplatizare/ 169
9.3. Cutarea prin curgere/ 171
9.4. Alte mecanisme de cutare/ 172
9.5. Structurile tectonice particulare/ 173
9.5.1. Knick - urile/ 173
9.5.2. Cutele parazite și budinele/ 174
9.5.3. Structurile ptygmatice/ 179
9.5.4. Cutele diapire și diapirismul/ 180
10. Analiza deformărilor pe nivele structurale/ 188
10.1. Nivelul structural superior: pânzele de decolare gravitațională/ 188
10.2. Nivelul structural mediu/ 193
10.3. Nivelul structural inferior/ 194
10.3.1. Cutele domeniului de aplatizare/ 195
10.3.2. Cutele domeniului de curgere/ 199
11. Tectonica cu componentă verticală/ 202
11.1. Mișcările verticale. Generalități/ 202
11.2. Mișcările verticale ale ariilor continentale/ 204
11.3. Mișcările verticale legate de riftogeneză/ 206
11.4. Mișcările verticale și reajustarea izostatică a catenelor/ 207
11.5. Subsidența bazinelor sedimentare/ 207
11.6. Mișcările verticale ale zonelor de inlandsis/ 209
11.7. Mișcările verticale determinate de cauze locale/ 211
11.8. Regimul mișcărilor verticale pe teritoriul României/ 211
12. Teritoriul românesc și tectonica plăcilor/ 214
12.1. Elemente geologice de sprijin/ 214
12.2. Modelul structogenetic al Orogenului Carpatic/ 219
12.3. Structogeneza Orogenului Nord - Dobrogean/ 221
12.4. Problemele structogenetice ale Bazinului Transilvaniei/ 223
Glosar/ 226
Bibliografie/ 232

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1 • GEOLOGIA STRUCTURALĂ

1.1. Obiect și discipline conexe

Geologia structurală este consacrată studiului deformărilor care au afectat și afectează scoarța Pământului. Ea stabilește tipurile principale de forme structurale pe care le îmbracă volumele de roci din scoarță, le clasifică și încearcă să elucideze cauzele care le-au generat, precum și timpul lor de formare.

Determinarea tipurilor de structuri constă, în principal, în a stabili dacă rocile sunt orizontale, cutate sau faliate, iar determinarea timpului de realizare a structurilor se referă la stabilirea succesiunii lor de formare și încadrarea acestei succesiuni în scara stratigrafică. Determinarea cauzelor care au generat anumite tipuri structurale se face prin cunoașterea proprietăților fizice ale rocilor, în raport direct cu originea factorilor mecanici solicitanți.

Sarcinile pe care și le propune geologia structurală nu ar putea fi rezolvate dacă ea nu s-ar baza pe datele faptice ale altor discipline înrudite, cum ar fi: stratigrafia, petrologia, geofizica, geomorfologia, geologia economică ș. a. După cum vom vedea între geologia structurală și disciplinele amintite există raporturi reciproce, în sensul că, nu numai că geologia structurală se folosește de datele acestora dar poate oferi ea însăși elemente prețioase în clarificarea multor aspecte specifice celor din urmă.

Cele mai strânse legături le are geologia structurală cu *stratigrafia*, adică cu disciplina care stabilește ordinea de depunere primară a formațiunilor geologice. Atunci când cutarea unei regiuni este relativ moderată, succesiunea stratigrafică se poate deduce ușor din *legea superpoziției*. Când stratele sunt puternic deranjate, însă, fiind prinse în cute deversate sau șariaje, este necesar să se cunoască în prealabil succesiunea stratigrafică inițială, pentru a putea conchide în mod just asupra aranjamentului structural al formațiunilor. Cu alte cuvinte, aspectul tectonic al unei regiuni nu va putea fi elucidat fără o abordare în prealabil a stratigrafiei acesteia; necunoașterea ei poate duce la erori grave. Cel mai simplu exemplu al rolului pe care îl poate avea stratigrafia în elucidarea aranjamentului structural este acela al cutelor izoclinale deversate când, fără cunoașterea vârstei depozitelor nu se poate decide care sunt sinclinalele și care sunt anticlinalele, caz des întâlnit mai ales în formațiunile de fliș (fig. 1).

Un caz aparte în legătură cu rolul stratigrafiei în descifrarea eșafodajelor structurale este citat de către De Sitter (1969). Este vorba de pânzele cantabrice din Spania de nord, presupuse de către Mengaud (1920) și deduse din poziția unor mase de calcare carbonifere placate pe argile negre considerate de vârstă albiană.

Ulterior (în 1928), descoperirea unor resturi de *Calamites* în argilele negre a dus la respingerea ipotezei, autorul recunoscând că totul a avut la bază o stratigrafie eronată. Conexiunea dintre stratigrafie și geologia structurală este surprinsă sugestiv de către Gignoux, atunci când constată că, "un tectonician care nu este stratigraf nu este decât un geometru, nu un geolog, căci el lucrează cu suprafețe și volume abstracte, lipsite de istoria lor, iar un stratigraf care nu se preocupă de tectonică nu face decât stratigrafie moartă".

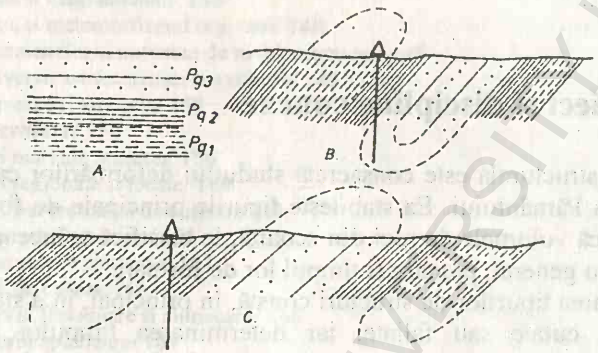


Fig. 1. Importanța relațiilor stratigrafice dintre formațiuni în interpretarea aranjamentului structural:
A – succesiunea stratigrafică primară; *B* – stratele cutate; *C* – situație structurală în interpretare eronată.

O legătură strânsă există, de asemenea, între geologia structurală și *petrologie*, fie ea petrologie sedimentară, metamorfică sau magmatică. Este suficient să amintim că sedimentologia, prin cunoașterea semnificației hieroglifelor și a sedimentării gradate, ne oferă posibilitatea stabilirii culcușului și acoperișului stratelor, atunci când lipsa datelor paleontologice nu poate conduce la stabilirea succesiunii stratigrafice.

Cunoștințele asupra mecanismului deformării interne a rocilor au demonstrat că textura și structura acestora determină, în mare măsură, gradul și tipul deformărilor care se vor produce în anumite condiții de stress. Din acest punct de vedere, geologia structurală și-a elaborat o metodă proprie de studiu, și anume metoda petrotexturală, a cărei extindere continuă a dus astăzi la separarea *petrologiei structurale* ca o disciplină în sine. Prin aceste metode se pot determina direcțiile principalelor tensiuni la care au fost supuse stivele de roci prin măsurarea orientării cristalelor originare, plecându-se de la ideea că, o rearanjare sistematică, orientată, în raport de cea inițială, întâmplătoare, a fost provocată de câmpul de stress. În plus, trebuie să amintim contribuția pe care o poate avea petrologia magmatică la stabilirea tipurilor de deformări ale scoarței, avându-se în vedere legătura strânsă dintre natura magmatismului și etapele de evoluție ale unui ciclu orogenic. Concret, un magmatism bazic, de rift, va caracteriza întotdeauna un stadiu inițial al ciclului, deformările scoarței având drept cauză un stress de distensiune, pe când magmatismul acid, de subducție, va caracteriza stadiul tectogenetic din evoluția catenei, consecință a unui stress de compresiune.

Un volum important de informații privind arhitectura stivelor de roci îl oferă *geofizica.* Dezvoltată ca un procedeu pentru determinarea structurilor ascunse, geofizica este de un real folos geologiei structurale. Metodele sale de investigație, și anume: reflexia seismică, gravimetria sau electrometria, ne ajută să corelăm un volum mare de date, stabilind structurile de adâncime care scapă observațiilor directe. În același timp, nici geofizicienii nu se pot dispensa de datele geologiei structurale întrucât, fără ele, noțiunile geofizice ar risca să intre în conflict cu realitățile geologice. Este de subliniat apoi, rolul determinant al geofizicii în conturarea acelei teorii revoluționare – tectonica globală – care aruncă la ora actuală o nouă lumină asupra mecanismelor care dirijează procesele geologice, inclusiv cele care intră în domeniul geologiei structurale.

Geomorfologia, prin obiectul său de studiu – formele de relief și geneza lor– interferează, de asemenea, în mod evident cu geologia structurală. Interferențele dintre cele două domenii sunt mai mult în favoarea geomorfologiei, și cea din urmă are cu atât mai mult de câștigat, cu cât ne situăm într-o regiune cu o tectonică mai recentă, de exemplu alpină, unde relieful este o expresie aproape directă a structurii. Raportul poate fi și invers, în sensul că, elementele geomorfologice pot constitui indicii asupra unor aspecte de ordin structural.

În sfârșit, este de subliniat legătura dintre geologia structurală și geologia zăcămintelor de substanțe utile, respectiv *geologia economică.* După opinia lui De Sitter (1969), relația dintre cele două domenii este o problemă de grad de "control structural"; în speță ea este legată de măsura în care distribuția substanțelor utile stă în conexiune cu trăsăturile structurale ale formațiunilor purtătoare. Se exclud din acest "control structural" acumulările legate de formațiunile aluvionare.

Este unanim recunoscută, spre exemplu, legătura dintre zăcămintele de petrol și structurile anticlinale, dintre zăcămintele metalifere și zonele de fracturi. În ultimă instanță, controlul extinderii zăcămintelor, fie că este vorba de petrol, cărbuni, zăcăminte metalifere sau săruri, reprezintă un control structural, sens în care geologul este obligat să facă apel la cunoștințele de tectonică. Plonjurile, ridicările, sărăturile pe falie sau decroșările modifică de la o zi la alta datele problemei, obligând pe geolog la o dirijare atentă a lucrărilor de prospecțiune, explorare sau exploatare. La rândul lor, lucrările în galerii sau forajele procură date în măsură să confirme sau să infirme modelele structurale presupuse pe baza cartărilor de suprafață.

1.2. Mijloacele de studiu în geologia structurală

La scara timpului geologic deformările scoarței pot fi lente, bruște, uneori evidente, alteori greu sesizabile. La baza acestor constatări pot sta moduri și mijloace de investigație destul de diverse. Printre mijloacele cu care operează geologia structurală trebuie amintite:

Metoda structurală. Aceasta constă în analiza comparativă a formelor structurale pe care le îmbracă volumele de roci din scoarță ca urmare a gradului diferit de deformare, de la zone în care se conservă poziția primară, orizontală și până la zone cutate și faliate, cu cute normale, deversate sau cu aspect de șariaje.

Analiza complexă a materialului cartografic rezultat din cartare, din lucrările miniere sau din foraje va constitui suportul concluziilor de ordin tectonic privind nu numai cauza deformărilor prin intervenţia forţelor distensionale sau compresionale, dar chiar şi succesiunea lor în timp sau orientarea lor în spaţiu. Mai mult, o depliere a cutelor ne va ajuta să reconstituim extinderea bazinelor de sedimentare primare.

În aceeaşi categorie se înscrie şi analiza microstructurală, în cadrul căreia, prelucrarea statistică a datelor legate de orientarea şistozităţii, lineaţiei sau fisuraţiei, furnizează elemente preţioase în descifrarea evoluţiei tectonice a unei zone privind orientarea stress - urilor sau existenţa fazelor tectonice suprapuse de compresiune.

Metodele geofizice. Ele reprezintă rezultatul unor măsurători de câmpuri fizice ale Pământului, mai ales gravimetrice, magnetometrice, seismometrice sau electrice raportate apoi la structura geologică ascunsă a scoarţei. Metodele geofizice sunt astăzi de primă importanţă în investigarea structurală, atât a structurilor sedimentare cât şi a celor magmatice sau metamorfice, materializându-se în posibilitatea conturării anticlinalelor, sinclinalelor, flexurilor, faliilor, horsturilor şi grabenelor, a variaţiilor litofaciale şi discordanţelor sau conturarea în adâncime a corpurilor magmatice.

Prospecţiunea gravimetrică se bazează pe contrastele de masă din care rezultă anomalii de maxim şi minim faţă de valorile normale ale densităţii la o anumită adâncime. În conturarea corpurilor magmatice intruzive sau efuzive, cele mai frecvente sunt investigaţiile gravimetrice şi magnetometrice, evidenţiind anomalii pozitive (fig. 2); metodele magnetometrice dau rezultate cu atât mai bune cu cât magmatitele au caracter mai bazic; gravimetria este indicată, de asemenea, şi în prospecţiunea corpurilor salifere (fig. 3).

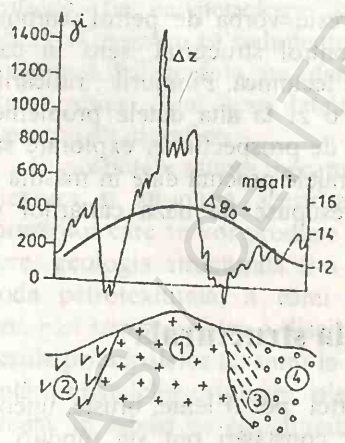


Fig. 2. Anomaliile gravimetrică şi magnetică în cazul corpului andezitic de la Măgura – Munţii Apuseni (după Calotă, Romanescu, 1963): *1* – andezite cuarţifere; *2* – diabaze; *3*, *4* – gresii, argile, aglomerate.

Electrometria pune, de multe ori, în evidenţă accidente rupturale atunci când ele sunt mascate de depozite mai noi. Un exemplu în acest sens este profilul geoelectric la limita dintre Masivul Central Dobrogean şi Platforma Dobrogei de Sud unde rezistivitatea creşte brusc de la un regim staţionar de 150 Ω pe şisturile verzi la 2300 Ω în sectorul faliei Capidava - Ovidiu (fig. 4).

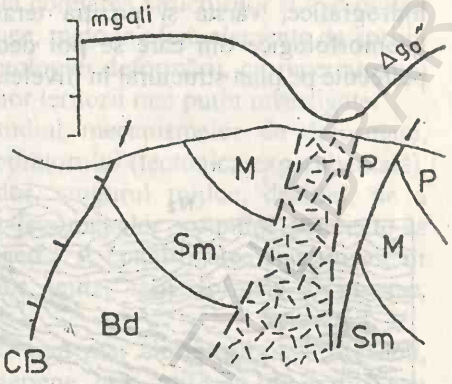


Fig. 3. Curba anomaliei gravimetrice pe structura anticlinalului diapir Sările – Bisoca (după Gavăt *et al.*, 1973): *CB* – falia Cașin Bisoca.

Prospecțiunea seismică are drept suport contrastul litologic dintre pachetele de strate și caracterul tranșant al limitelor. Așa spre exemplu, limita dintre Mezozoic și Terțiar în Platforma Valahă este bine evidențiată seismic de diferența de orientare a traselor, constituind deci o bună suprafață de reflexie (fig. 5); același lucru se întâmplă și în cazul diapirelor salifere (fig. 6). De multe ori suprafețele de reflexie sau de refracție sunt în legătură cu limite geologice caracteristice introduse de falii, încălecări sau pânze de șariaj.

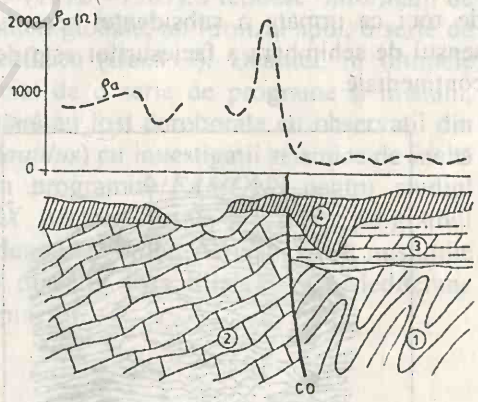


Fig. 4. Profil geoelectric în zona Valea Carierei – Dobrogea, evidențiind falia Capidava – Ovidiu (după Vâjdea *et al.*, 1974): *1* – șisturi verzi; *2* – calcare – Kimmeridgian; *3* – Cretacic; *4* – loess (*Q*); *CO* – falia Capidava – Ovidiu.

Metoda geodezică. Bazându-se pe ridicări repetate de nivelment de mare precizie, metoda oferă date importante asupra mișcărilor actuale de ridicare sau subsidență a unor regiuni, precum și asupra ratei acestora. Pentru deplasările tangențiale din lungul marilor decroșări sau a deplasării plăcilor terestre se utilizează triangulația clasică și, în ultimele decenii, geodezia satelitară și lunară. Ultimele două mijloace se sprijină pe emiterea, reflectarea și recepționarea razelor laser, utilizându-se oglinzi plasate pe sateliți geostaționari sau pe Lună.

Metoda geomorfologică. Are drept suport legătura care există între morfologia terestră și structura scoarței, adică conexiunea dintre diferitele categorii de reliefuri și natura deformărilor care le-au generat. Orientarea catenelor și aspectul general al reliefului, raioanele de convergență sau divergență a rețelei

hidrografice, vârsta şi poziţia teraselor, sunt numai câteva dintre elementele geomorfologice din care se pot deduce modificările mai vechi sau mai recente petrecute pe plan structural în nivelele profunde ale scoarţei.

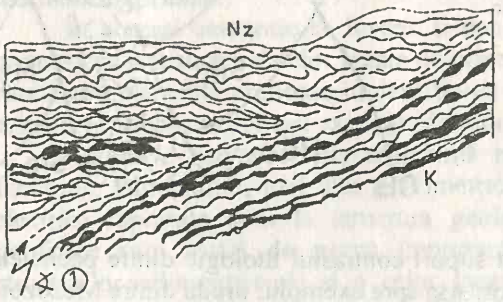


Fig. 5. Secţiune seismică indicând limita Cretacic – Terţiar în Platforma Valahă (după Gavăt *et al.*, 1973):
1 – discordanţă cu rol de suprafaţă de reflexie seismică.

Metoda faciesurilor şi a grosimii formaţiunilor. Schimbările de facies în timp şi spaţiu, recunoaşterea domeniilor de sedimentare, marin, lagunar sau continental, realizarea hărţilor litofaciale cu reprezentarea grosimilor formaţiunilor prin izopachite, pentru anumite intervale stratigrafice, pun la dispoziţia tectonicianului importante date din care se pot trage concluzii asupra deformării scoarţei tereste: deformări de natură distensională pentru grosimi mari ale stivelor de roci ca urmare a subsidenţei accentuate sau deformări compresionale, dacă sensul de schimbare a faciesurilor este de la marin la lagunar şi până la faciesuri continentale.

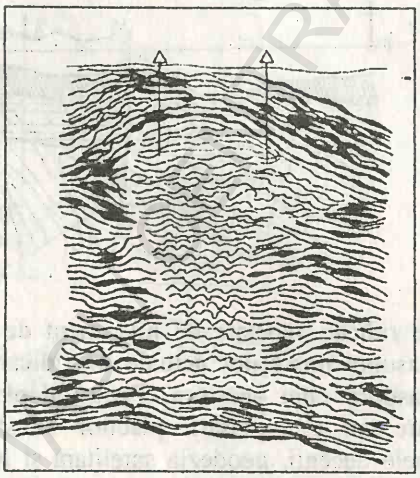


Fig. 6. Nucleul de sare al diapirului de la Bucşani, separat seismic (după Albu, Baltes, 1983).

Metoda discordanţelor. Metodă clasică în investigaţia geologică, ea rămâne indispensabilă în reconstituirea evoluţiei structogenetice a oricărei regiuni, dând posibilitatea surprinderii atât a unor mişcări verticale ale scoarţei cât şi a momentelor de manifestare a fazelor tectogenetice, de sincronism a acestora sau de migrarea lor în timp.

Metoda tectonicii comparate. Apelând la corelarea structurilor și a evoluției tectonice a unor regiuni cu similitudini geologice, metoda oferă elemente de sprijin în stabilirea unor legități generale ale fenomenologiei deformării, cu repercursiuni dintre cele mai favorabile asupra cunoașterii unor teritorii mai puțin investigate.

Metoda experimentală. Constă în studiul mecanismelor de deformare, apelând la modelele experimentale la scara laboratorului (tectonica experimentală), prin utilizarea noțiunilor din mecanica rocilor, singurul mijloc, dealtfel, de a introduce un aspect cantitativ în investigarea fenomenelor tectonice petrecute la scară naturală. Are drept scop deci, reproducerea și cuantificarea mecanismelor răspunzătoare de geneza structurilor tectonice (cute, falii normale și inverse, decroșări).

Metoda teledetecției. Utilizată pe scară largă mai ales în ultimele decenii, teledetecția comportă înregistrări spațiale sau aeriene, prin mijloace fotografice sau pe bandă magnetică în sistem de televiziune sau radar; pentru transportul senzorilor de înregistrare se utilizează vehicule aeriene sau spațiale.

Fotogrammetria, atât cea terestră, dar mai ales aerofotogrammetria, ca parte integrantă a teledetecției, reprezintă nu numai o metodă modernă de cartare geologică, dar ea poate furniza geologiei structurale informații suplimentare față de cele obținute prin mijloace clasice. Numeroase elemente tectonice majore ale scoarței Pământului au fost identificate, sau mai bine conturate cartografic, prin asemenea mijloace în cadrul unor programe spațiale, cel mai cunoscut fiind programul *ERTS* (*Earth Resources Technology Satellite*), ocazie cu care au fost lansați sateliții de teledetecție *Landsat 1 - 3* (1972 - 1981). Prețioase informații de ordin structural, mai ales în sprijinul tectonicii globale, au furnizat apoi, o serie de sateliți speciali, echipați cu aparatură geofizică (*Geos 3*). Dealtfel, în ultimele decenii, domeniul Geotectonicii a beneficiat de o serie de programe și misiuni, ocazie cu care datele de teledetecție satelitară au fost coroborate cu observații din submersibile (*Arhimede, Cyana, Pisces, Nautilus*) cu investigații seismice de înaltă rezoluție și foraje subacvatice. Amintim programul *FAMOUS* pentru studiul dorsalei Medio - Atlantice și *CYAMEX* pentru dorsala Pacifică, programul *GEORIFT* pentru cercetarea brațului occidental al riftului African, cât și misiunile *CYANHEAT* și *KAIKA*, care au avut în obiectiv fosa Strabon din Mediterana Orientală și fosele Japoniei, Kurile și a Filipinelor.

BCU IAȘI / CENTRUL DE CARTOGRAFIE

2 • CONSIDERAȚII PRIVIND SCOARȚA PĂMÂNTULUI

Dacă geologia structurală a ajuns să înregistreze un număr impresionant de date asupra domeniului său de studiu și să le sistematizeze, mecanismele și cauzele deformărilor au fost mai puțin clare până la conturarea acelui sistem teoretic, tectonica globală, care leagă în mod unitar trei mari fenomene terestre: seismicitatea, vulcanismul și orogenezele. Din acest motiv astăzi munca tectonicianului este extrem de complexă, ea trebuind să parcurgă reconstituirea fenomenelor de la mișcarea plăcilor și până la deformarea intimă a componenților mineralogici din constituția rocilor.

Pentru înțelegerea acestui suport al deformărilor este nevoie să se cunoască ce se înțelege, din punctul de vedere al tectonicii globale, prin scoarță, care este structura ei și în ce raporturi se află ea cu celelalte învelișuri ale Pământului.

2.1. Definiție; tipuri de scoarță

Se înțelege, în mod convențional, prin scoarță sau crustă, pelicula foarte subțire de la partea superioară a Pământului, cu o densitate de 2,7 - 2,9 g/cm^3, în care viteza undelor seismice (P) este sub 7 km/s (fig. 7); este separată de manta prin discontinuitatea Moho. Grosimea crustei variază între 3 km în rifturile oceanice și 80 km în zonele de înrădăcinare a centurilor de orogen, cu o medie de grosime de 10 - 15 km sub oceane și 30 - 50 km sub continente.

În afara acesteia se individualizează o litosferă care înglobează atât scoarța cât și o parte din mantaua superioară (fig. 8). Grosimea litosferei variază ca valoare după diverși autori. Se pare însă, așa cum arată ultimele cercetări (Le Pichon, 1980), că litosfera are o grosime finită în jur de 125 km determinată de cauze termice. Plăcile litosferice, după cum se știe, se formează în urma aportului de material astenolitic, din zonele de acreție, prin răcire și îngroșare progresivă. Astenosfera furnizează, pentru baza litosferei, un flux de căldură, compensând fenomenul de răcire, exact în momentul în care grosimea ei atinge circa 125 km.

Mantaua, extinsă până la 2900 km adâncime, cuprinde mezosfera, în partea inferioară, și astenosfera (Barell, 1914), în partea superioară. În timp ce în mezosferă materialul rămâne rigid, astenosfera (*asthenos* - fără rezistență) corespunde unui material vâscos, susceptibil de a se deforma ușor și care ar fi sediul

curenților de convecție răspunzători de deplasarea litosferei în cadrul dinamicii plăcilor. Astenosfera se extinde din baza litosferei și până la adâncimea de 700 km.

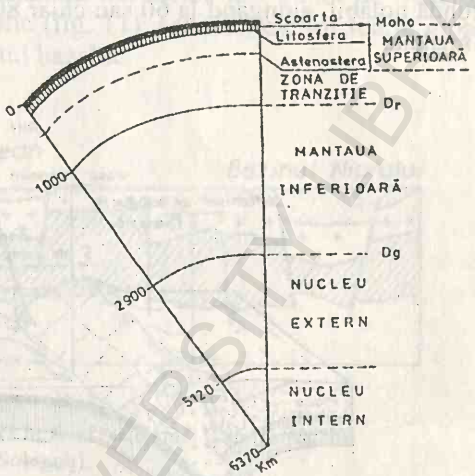


Fig. 7. Structura internă a Globului și principalele discontinuități seismice (inspirată după Bleahu, 1983):
Dr – discontinuitatea Repetti; *Dg* – discontinuitatea Gutenberg.

De fapt, mantaua se divide în mantaua superioară, zona de tranziție și mantaua inferioară; zona de tranziție se extinde de la circa 400 km la 1000 - 1050 km, iar viteza undelor seismice crește progresiv de la 8,2 km/s până la 11 km/s la limita cu mantaua inferioară.

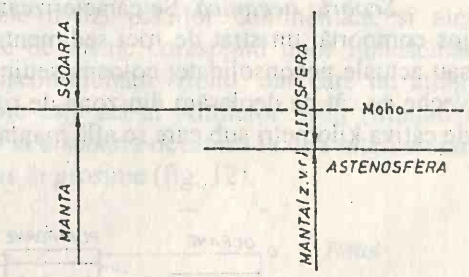


Fig. 8. Raportul manta – scoarță – litosferă (din Rădulescu, 1976):
ZVR – zona de viteză redusă.

După o serie de autori, curenții de convecție nu ar fi singurii răspunzători de mișcarea plăcilor litosferice. Acestora li se adaugă împingerea plăcilor în zonele de acreție, cât și afundarea lor în zona foselor sub propria greutate, ca urmare a răcirii și apariției unui dezechilibru gravitațional în raport cu astenosfera (fig. 9). Din constatările de până în prezent reiese că scoarța are grosimi variabile: sub oceane 10 - 15 km, sub platformele continentale 30 - 50 km, ajungând sub catenele montane alpine la 70 - 80 km. Se vorbește, astfel, de o scoarță oceanică și de o scoarță continentală; când scoarța are caractere mixte, atunci se distinge o scoarță intermediară.

Scoarța continentală. Compoziția sa este, în parte, diferită după cum se situează sau nu în scuturile și platformele continentale sau în catenele montane tinere (fig. 10). În ambele cazuri crusta continentală comportă de sus în jos următoarele subdiviziuni: un strat de roci sedimentare, cutate sau necutate, un strat

granitic căruia i se asociază complexele cristalofiliene și, în sfârșit, stratul bazaltic; la limita dintre stratul granitic și cel bazaltic se situează discontinuitatea Conrad. De notat că, în regiunea marilor catene alpine sau andine, discontinuitatea Moho se afundă notabil, ajungând la 60 sau chiar 80 km adâncime cum este cazul în Munții Himalaia.

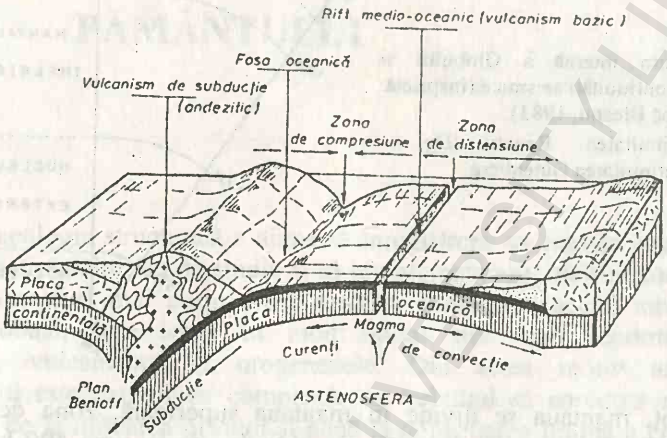


Fig. 9. Structura părții superioare a Pământului si consecința fenomenelor din manta asupra dinamicii litosferei (după Dietz, 1972).

Scoarța oceanică. Se caracterizează prin absența stratului granitic. De sus în jos comportă: un strat de roci sedimentare de vârstă posttriasică și mâluri recente sau actuale neconsolidate; coloana sedimentelor și a rocilor este mai groasă și mai veche cu cât ne deplasăm din zona de rifturi spre fosele oceanice; un strat bazaltic de câțiva kilometri sub care se află mantaua.

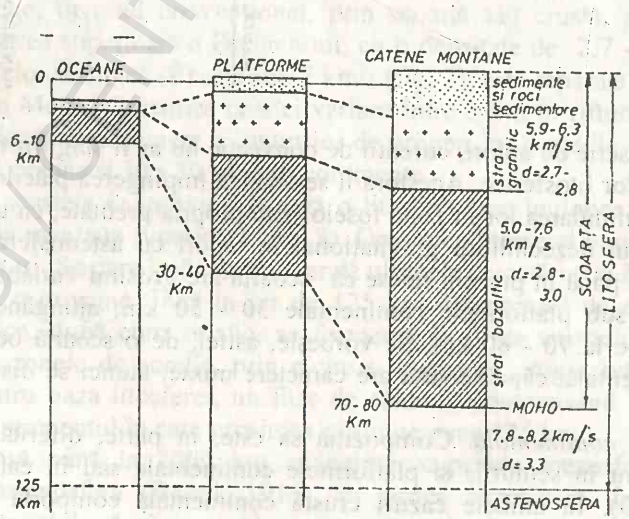


Fig. 10. Diferite tipuri de scoarță.

Pe ariile acestui tip de scoarță se dezvoltă rifturile medio - oceanice, caracterizate prin absența sedimentelor. O serie de mări interioare, cum ar fi Marea Roșie, și, în parte, Marea Neagră se atașează oceanelor din punct de vedere al naturii scoarței, lipsindu-le stratul granitic (fig. 11); sedimentele lor foarte groase, până la 10 km, repauzează direct pe stratul bazaltic.

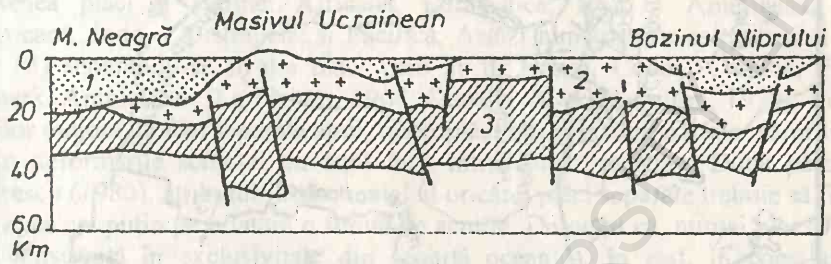


Fig. 11. Constituția scoarței terestre în zona Platformei Est - Europene (după Sologub):
1 – sedimentar; *2* – stratul granitic; *3* – stratul bazaltic.

Scoarța intermediară. În cazul acestui tip de scoarță, stratul granitic este în mod evident redus ca grosime, discontinuitatea Moho aflându-se la o profunzime medie de ordinul a 20 km. Ea este specifică arcurilor insulare care jalonează catenele submarine, în special, cele ale Pacificului de Est sau Antilelor din Atlantic. Ca și în cazul catenelor alpine integrate astăzi plăcilor continentale, și aici, reliefurile submarine jalonate de lanțurile de insule corespund unor înrădăcinări care determină o oarecare profunzime discontinuității Moho, dar care nu atinge amploarea celei continentale. Un caz tipic este cel al Antilelor Mici (Mattauer, 1980) în care se poate observa trecerea de la o scoarța oceanică la una intermediară în care apare stratul granitic, dar mult redus în grosime (fig. 12).

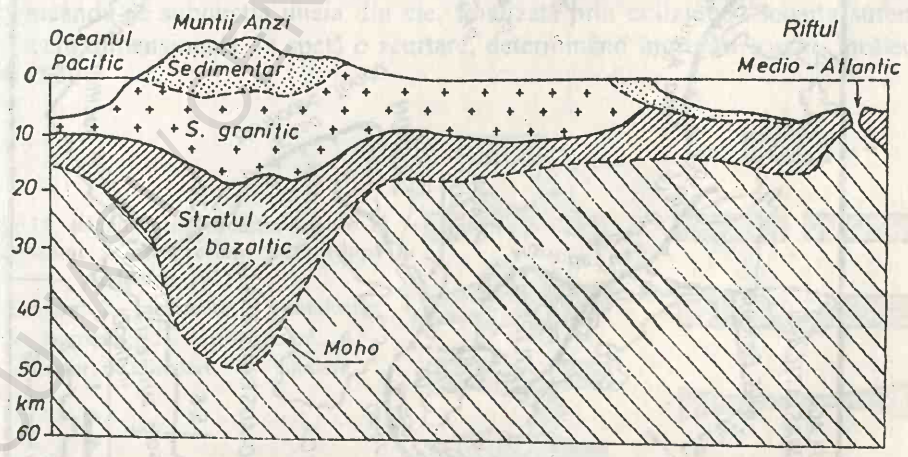


Fig. 12. Secțiune prin scoarța terestră între Pacific și Atlantic (după Mattauer, 1980).

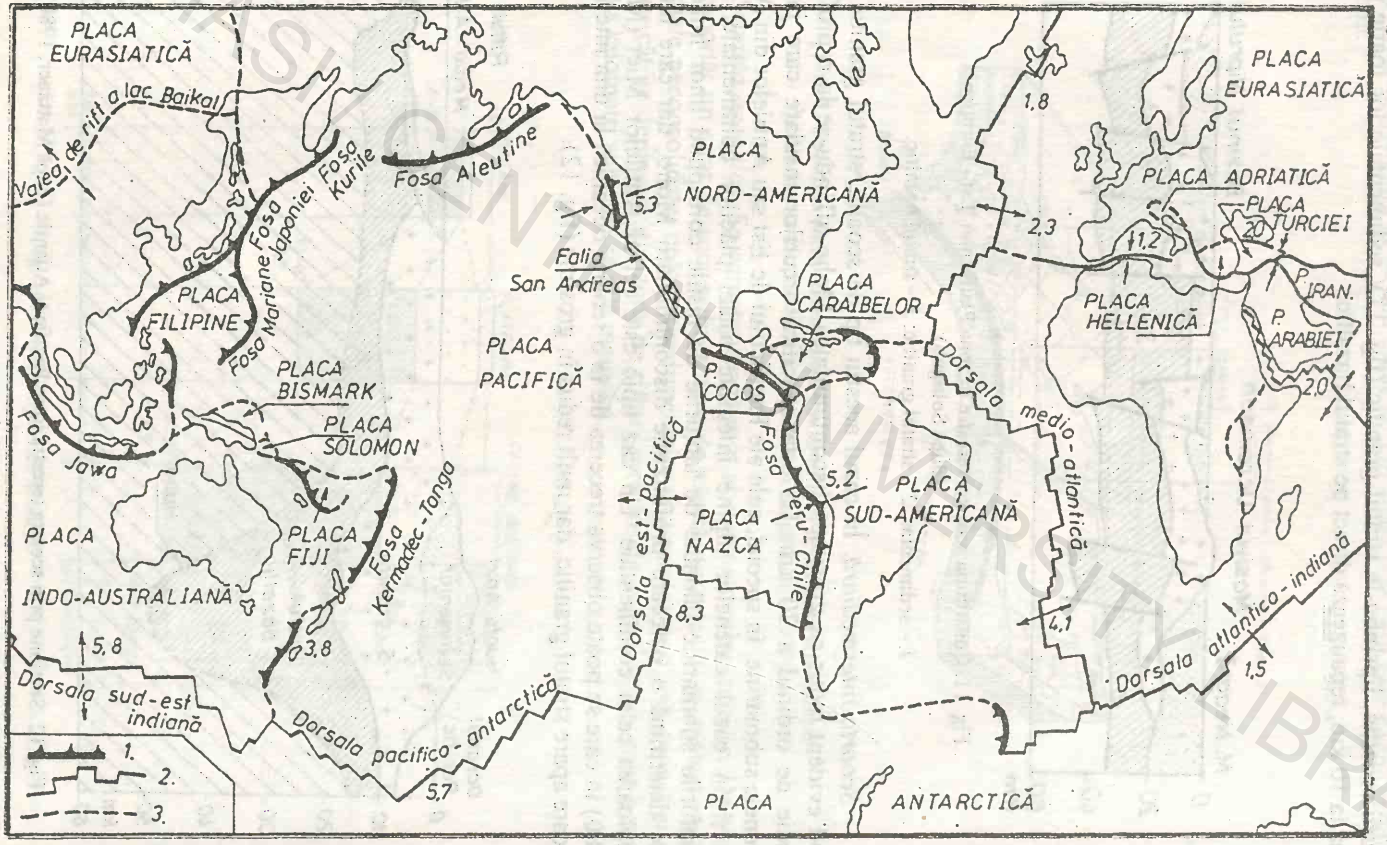


Fig. 13. Macro si microplăcile terestre și cinematica lor (compilație după Dewey, 1976; McKenzie, Richter, 1979; Hamilton, 1979):
1 – zone de subducție; *2* – dorsale și falii transformante; *3* – limite incerte de plăci; *1,8* – viteze de miscare a plăcilor (cm/an).

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

2.2. Comportamentele scoarței; plăcile și tensiunile tectonice

Conform observațiilor, litosfera, care joacă un rol principal în mecanica terestră, este constituită din plăci de mari dimensiuni și care cuprind, pe lângă zonele continentale, și pe cele oceanice. Inițial, a fost recunoscut un număr redus de asemenea plăci și anume: Africană, Eurasiatică, Nord - Americană, Sud - Americană, Indo - Australiană și Pacifică. Astăzi numărul lor este sensibil ridicat (fig. 13) separându-se și alte plăci cum ar fi: Nazca, Cocos, Caraibe, Filipine, Bismark. Arabiei etc. (Le Pichon, 1968; Dewey, 1976; Hamilton, 1979). În cadrul plăcilor majore au fost separate apoi, microplăci sau subplăci, dar ale căror limite și rol în deformările scoarței nu sunt încă întru totul precizate. După părerea lui Lăzărescu (1980), atributul fundamental al oricărei plăci separate trebuie să fie acela de a avea cel puțin pe o latură o limită de acreție. De notat că, numai placa Pacifică este constituită în exclusivitate din scoarță oceanică, în rest, în constituția lor intrând atât arii continentale cât și oceanice (fig. 14).

Principalele tensiuni răspunzătoare de deformările scoarței în zonele de contact ale plăcilor în mișcare sunt compresiunile și distensiunile.

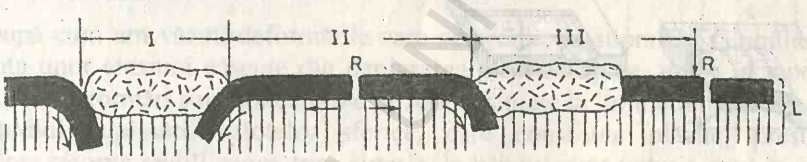


Fig. 14. Tipuri de plăci:
I – placă litosferică exclusiv continentală; *II* – placă oceanică;
III – placă mixtă (tip american).

Compresiunile. Acestea se realizează în cazul apropierii a două plăci, producându-se subducția uneia din ele, finalizată prin coliziune. Scoarța suferă o reducere dimensională, în speță o scurtare, determinând îngroșări, cutări, încălecări (fig. 15).

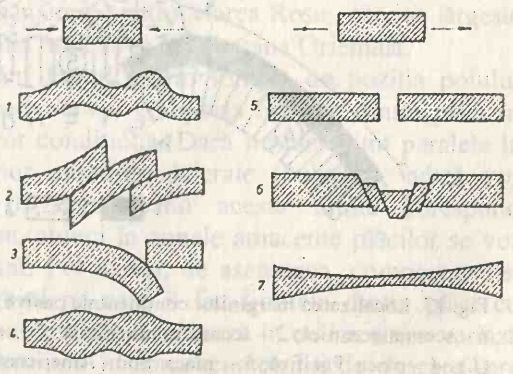


Fig. 15. Răspunsurile scoarței supuse la distensiuni și compresiuni pure (după Anderson, 1971):
1 – cutare; *2* – încălecare; *3* – subducție; *4* – îngroșare; *5* – riftogeneză; *6* – structuri de afundare; *7* – subțiere.

Distensiunile. Se produc când plăcile suferă o mișcare divergentă; contrar situației precedente scoarța suferă de data aceasta o întindere. În raport de mărimea distensiunii se pot genera fie depresiuni de afundare (grabene), fie rifturi cu neoformare de scoarță (fig. 15). În afara deformărilor introduse de mișcările de apropiere sau îndepărtare a plăcilor, există apoi mișcări verticale și mișcări de alunecare laterală (culisare) pe direcțiile faliilor transformante; toate acestea corespund unor deformări sub acțiunea unor compresiuni și distensiuni pure. Limitele dintre plăci nefiind, de cele mai multe ori, rectilinii, rezultă că nu vom avea niciodată numai compresiuni sau distensiuni pure, ci combinații diverse (fig. 16).

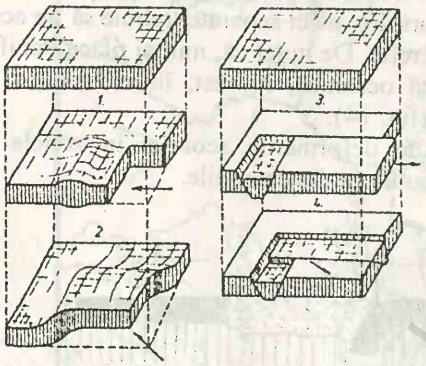


Fig. 16. Câteva tipuri de deformări ale scoarței supusă la tensiuni combinate (după Mattauer, 1980):
1 – compresiune și culisare; *2* – compresiune oblică; *3* – distensiune și culisare; *4* – distensiune oblică.

În concluzie, stările tensionale răspunzătoare de deformările scoarței se localizează în lungul zonelor de adiacență a plăcilor. Din acest punct de vedere, contactul ariilor continentale cu ariile oceanice nu corespunde neapărat cu limitele dintre plăci, ceea ce face să se vorbească de margini continentale active (de tip andin) și margini continentale pasive (de tip atlantic; fig. 17, 18).

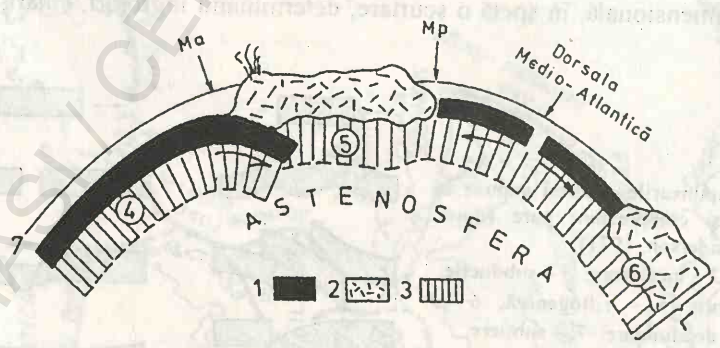


Fig. 17. Localizarea marginilor continentale pasive și active (după Talwani, Langseth, 1981):
1 – scoarță oceanică; *2* – scoarță continentală; *3* – segmentul rigid al mantalei atașat litosferei (*L*); *4* – placa Pacifică; *5* – placa Sud - Americană; *6* – placa Africană; *7* – nivelul oceanic; *Mp* – margine continentală pasivă; *Ma* – margine continentală activă.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY

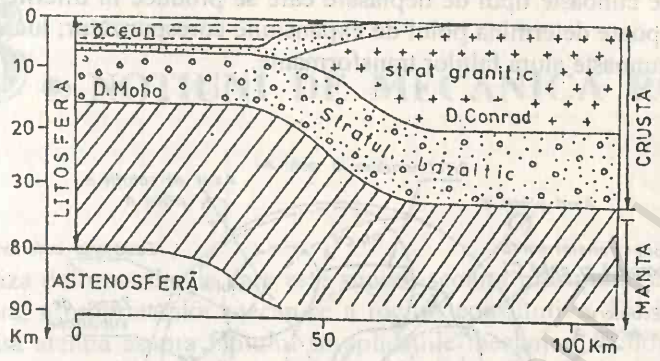


Fig.18. Structura scoarței terestre specifică marginilor continentale pasive (după Bott, 1971 din Poulet, 1977).

2.3. Geometria tensiunilor în cadrul mișcării plăcilor

După cum am văzut, deformările care se produc la suprafața Globului sunt consecința unor tensiuni născute din deplasarea plăcilor rigide, unele în raport cu altele; aceste deformări sunt concentrate în zonele situate la limita dintre plăci.

Studiul deplasării calotelor sferice, care constituie plăcile, presupune cunoașterea câtorva reguli geometrice simple. În primul rând trebuie avut în vedere că deplasarea unei calote sferice poate fi considerată ca o rotație în jurul unei axe ce trece prin centrul sferei (Pământul) și care corespunde polilor de rotație, numiți poli eulerieni sau poli de expansiune (fig. 19). În raport cu polul eulerian sau de expansiune, rifturile corespund unor meridiane în timp ce faliile transformante sunt paralele.

Primul lucru deci, care trebuie stabilit la mișcarea unei plăci în raport cu alta presupusă fixă, este determinarea polului eulerian și a coordonatelor corespondente, care nu au nimic comun cu polul și coordonatele geografice. Se presupune, spre exemplu, că polul de rotație al Americii de Sud în raport cu Africa s-ar situa la sud de Groenlanda, după cum polul de expansiune pentru Marea Roșie, care se lărgește prin deplasarea microplăcii Arabe, se află undeva în Mediterana Orientală.

În al doilea rând, este important faptul că, în funcție de poziția polului eulerian, se va putea prevedea ușor cum se vor comporta limitele dintre plăci în timpul deplasării lor și ce deformări vor condiționa. Dacă limitele sunt paralele la polul eulerian, ele vor fi sediul unor alunecări laterale (culisare), adică vor corespunde faliilor transformante. În cazul când aceste limite corespund meridianelor ce trec prin polul eulerian, atunci în zonele adiacente plăcilor se vor produce fie compresiuni, fie distensiuni. Pot exista, de asemenea, compresiuni și distensiuni oblice, în funcție de unghiul pe care îl fac limitele dintre plăci cu paralelele euleriene. De notat că viteza de rotație se cifrează în cm/an și ea variază de la 0 la polii eulerieni, atingând maximum în zona ecuatorului de mișcare care este perpendicular pe axul de rotație.

Cunoscându-se polii eulerieni se pot deci presupune deplasările plăcilor; invers, dacă se cunoaște tipul de deplasare care se produce în diferitele puncte ale unei plăci, se poate determina polul de expansiune corespunzător; lucrul este foarte ușor când se cunoaște alura faliilor transformante.

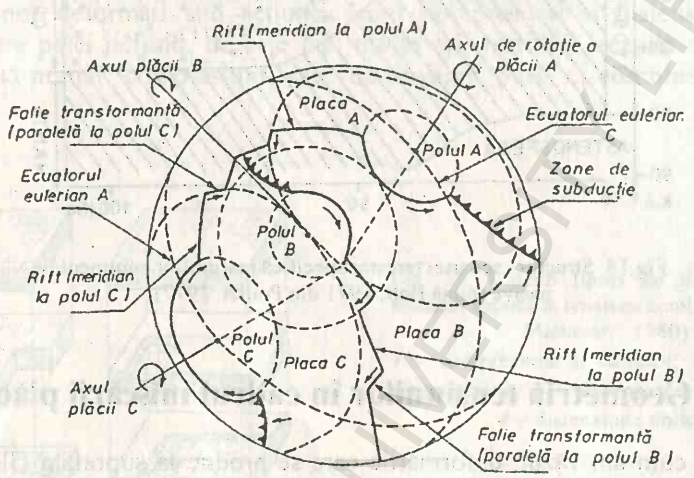


Fig. 19. Coordonatele cinematice ale plăcilor (după Dewey, 1976).

De aici reiese că fiecare placă în mișcare își are axul său, deci propriile sale coordonate de mișcare; pentru detalii privind mijloacele de determinare a axelor cinematice ale plăcilor a se vedea Bleahu (1983).

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

3. NOȚIUNI DE MECANICA ROCILOR

Analiza deformărilor la care este supusă scoarța presupune cunoașterea, cel puțin sumară, a proprietăților mecanice a rocilor constitutive. De la început însă, trebuie atrasă atenția asupra faptului că aplicațiile mecanicii rocilor în descifrarea mecanismelor tectonice sunt încă reduse, întrucât utilizarea lor, după cum vom vedea, se dovedește o problemă destul de delicată. Cu toate acestea, mulți autori menționează că studierea deformărilor scoarței fără a se face apel la cunoștințele de mecanica rocilor rămâne un fapt aberant.

Vom insista, așadar, în cele ce urmează, asupra câtorva noțiuni de mecanica rocilor printre care: noțiunea de tensiune sau stress, stress-ul izotrop și anizotrop (triaxial), deformarea, relația stress - deformare, factorii fizici care controlează deformarea.

3.1. Noțiunea de tensiune; categorii

Când unui corp i se aplică forțe exterioare, se spune că suportă o solicitare mecanică. Forța cu care este solicitat corpul respectiv poartă numele *de tensiune de încărcare*. Solicitările pe care le suportă corpurile și, inclusiv, rocile din scoarță reprezintă deci *tensiuni*; sub influența acestora rocile tind să se deformeze. Când tensiunile sunt astfel orientate încât tind să producă o întindere, adică o tracțiune, se spune că avem de a face cu o *distensiune*. Dimpotrivă, când tensiunile produc o turtire, corpul este supus unei *compresiuni*. Când tensiunile acționează în sens opus, în același plan, dar nu și de-a lungul aceleiași linii, ele formează un cuplu; pe lângă acestea mai pot interveni încovoieri sau torsiuni (fig. 20).

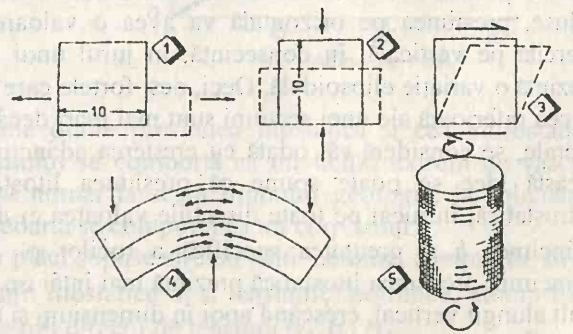


Fig. 20. Tipuri fundamentale de tensiuni:
1 – distensiune; *2* – compresiune; *3* – cuplu; *4* – încovoiere; *5* – torsiune.

De-a lungul oricărui plan imaginar dintr-o coloană de roci, materialul de la partea superioară apasă, pe când cel din partea inferioară reacționează cu o forță egală. Această acțiune și reacțiune de-a lungul oricărui plan din coloană, poartă, după unii geologi, numele de *stress*. În sensul acesta stress - ul trebuie înțeles, de fapt, ca o tensiune internă, care acționează în masa rocilor supuse la forte tectonice externe; tensiunea, respectiv stress - ul, se măsoară ca o forță pe unitatea de suprafață. Teoretic, tensiunea poate fi izotropă și triaxială sau anizotropă.

Tensiunea izotropă. Corespunde cazului corpurilor introduse în lichide, asupra cărora se exercită o presiune omnidirecțională, uniformă, corespunzătoare presiunii hidrostatice. În acest caz starea de stress poate fi reprezentată printr-o sferă de rază σ_i (fig. 21).

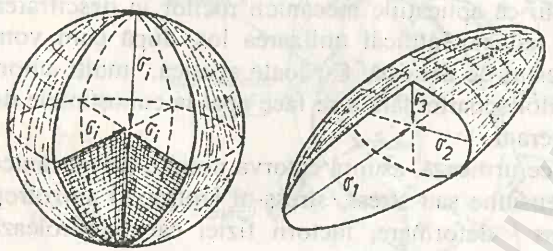


Fig. 21. Câmpul de stress izotrop (sfera) și triaxial sau anizotrop (elipsoidul de deformare).

Tensiunea triaxială sau anizotropă. Corespunde unor variații de mărime și direcție a acesteia, starea de stress, fiind reprezentată, în acest caz, printr-un elipsoid numit *elipsoid de deformare*, cu axele notate σ_1, σ_2, σ_3, și numite direcții de stress principală, intermediară și minimă. Se poate observa că elipsoidul respectiv provine din deformarea unei sfere căreia i s-au aplicat tensiunile variabile.

Cât privește starea de stress a rocilor din scoarță, se constată că se pot deosebi din acest punct de vedere două situații, și anume: roci în repaus, situate în plăci stabile și roci situate în plăci supuse stress - ului tectonic.

În primul caz, o masă de roci situată la o oarecare adâncime va suporta numai greutatea coloanei suprajacente. Se consideră că această presiune măsurată într-un punct, pe diverse direcții, nu prezintă variații semnificative. În consecință, presiunea litostatică din această porțiune a scoarței este de tip hidrostatic. Totuși, fiind o presiune ce se exercită într-un mediu litologic și nu lichid, la adâncimi reduse, presiunea pe orizontală va avea o valoare mai mică decât cea care se exercită pe verticală; în consecință, în jurul unui punct de adâncime redusă, ea prezintă o variație elipsoidală. Deci, deși forțele care acționează pe fața superioară și pe cea inferioară ale unei secțiuni sunt mai mari decât cele care acționează pe părțile laterale, se consideră că, odată cu creșterea adâncimii ele se egalizează treptat; în această idee se poate spune că presiunea litostatică tinde spre o distribuție hidrostatică, întrucât pe toate direcțiile valoarea ei devine egală cu produsul dintre adâncimea h și greutatea specifică a rocilor ρ. Reiese că, odată cu creșterea adâncimii, presiunea litostatică prezintă mai întâi un elipsoid redus ca dimensiuni și mult alungit vertical, crescând apoi în dimensiuni și tinzând spre o sferă (fig. 22).

În consecință, presiunea litostatică reprezintă o presiune de volum sau de

sarcină și în condițiile de echilibru gravitațional, valoarea ei este dată de relația:

$$P = \rho g h$$

în care: ρ este densitatea medie a rocilor din coloană; *h* - adâncimea; *g* - accelerația gravitațională.

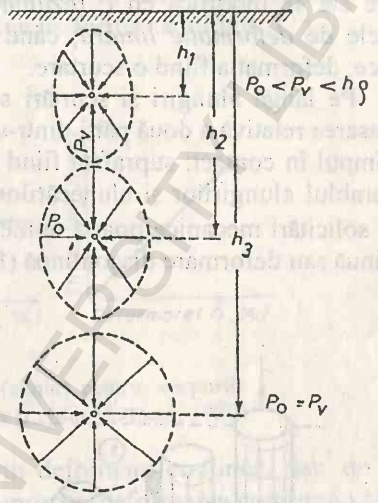


Fig. 22. Tendința de distribuție hidrostatică a presiunii litostatice, odată cu creșterea adâncimii (din Lăzărescu, 1980).

De notat că precizia estimării acestei presiuni depinde de gradul de cunoaștere a densității rocilor și a valorii lui *g*; o asemenea încercare a fost făcută de către Birch (1955) pentru stratul granitic al scoarței (fig. 23).

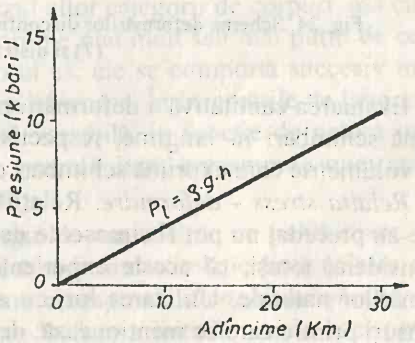


Fig. 23. Valoarea presiunii litostatice în raport de adâncime, pentru scoarța granitică (după Birch, 1955 din Șeclăman, 1981).

În concluzie, similitudinile dintre presiunea litostatică și cea hidrostatică, demonstrează că scoarța Pământului se comportă ca un lichid extrem de vâscos, proprietate ce se manifestă însă numai la scara timpului geologic; la solicitările rapide, de ordinul secundelor, scoarța se comportă ca un corp solid.

În cazul rocilor situate în plăci supuse stressu - lui tectonic, câmpul de stress rezultă din suprapunerea presiunii litostatice σ_i și tensiunii tectonice, ultima fiind triaxială și caracterizată prin cele trei direcții de tensiuni σ_1, σ_2, σ_3.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.2. Deformare

Când un corp își schimbă forma sub impulsul unor tensiuni de încărcare se spune că este deformabil. Dacă se consideră două puncte, *M* și *N*, ale unui corp nesolicitat, cu distanța dintre ele l_0 și *li* se aplică o tensiune de tracțiune, distanța dintre ele se modifică cu *l*, rezultând o alungire egală cu $l - l_0$, cunoscută sub numele de *deformație liniară*; când intervine o compresiune aceeași distanță se reduce, deformația fiind o scurtare.

Pe lângă alungiri și scurtări se produc și alunecări. Alunecarea reprezintă deplasarea relativă a două părți dintr-un corp separate printr-o suprafață care rămâne tot timpul în contact; suprafața fiind un plan, deplasarea se face paralel cu planul. Ansamblul alungirilor și alunecărilor din jurul unui punct al oricărui corp supus unor solicitări mecanice poartă numele de deformare ε; aceasta poate fi deformare continuă sau deformare discontinuă (fig. 24).

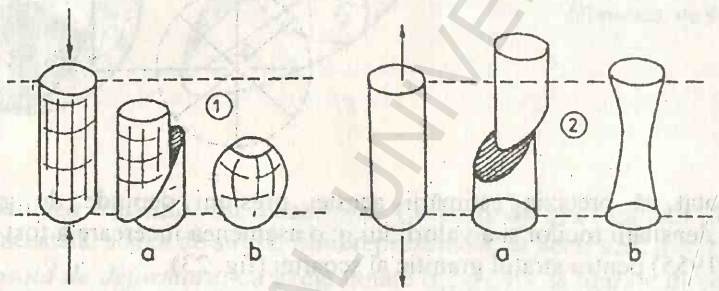


Fig. 24. Schema deformărilor discontinue (*a*) și continue (*b*) în compresiune (*1*) și distensiune (*2*).

Evaluarea cantitativă a deformării poartă numele de *strain*. Există strain care exprimă schimbări în lungime, respectiv alungiri și scurtări, strain de forfecare, strain volumetric care exprimă schimbări de volum.

Relația stress - deformare. Relațiile dintre deformări și câmpurile de stress care le-au precedat nu pot fi cunoscute decât cu ajutorul experiențelor de laborator. Se consideră, totuși, că aceste experiențe nu dau modele întrutotul aplicabile deformărilor naturale. Utilizarea lor, cu anumite rezerve, are în vedere o serie de neajunsuri printre care se menționează: deformarea în laborator se face în condițiile unei simetrii axiale și nu corespunde decât cazului particular când $\sigma_2=\sigma_3$; eșantioanele sunt întotdeauna de dimensiuni reduse; viteza de deformare în experiențe este întodeauna infinit mai mare decât viteza de deformare care se realizează în condiții naturale. Cu toate acestea, datele experiențelor nu pot fi neglijate, motiv pentru care, în stabilirea relațiilor dintre stress și deformare se apelează, cel mai adesea, la legile rheologiei.

După cum se știe, când corpurile sunt supuse la stress - uri dirijate, cu valoare crescândă, măsurarea deformărilor duce la realizarea curbei stress - deformare. Alura acestei curbe depinde de proprietățile rheologice ale corpurilor.

Din acest punct de vedere se deosebesc: *corpuri elastice* (solidul lui Hooke), *corpuri plastice* (corpul lui Saint Venant) și *corpurile vâscoase* (fluidul lui Newton).

Corpuri elastice. La acestea, deformarea este reversibilă și proporțională cu stress - ul; timpul nu intervine în deformare. Diagrama stress - deformare este unică la încărcare și descărcare (fig. 25). Cu alte cuvinte, în cazul unui comportament elastic, după suprimarea stressului, corpul revine la forma sa inițială.

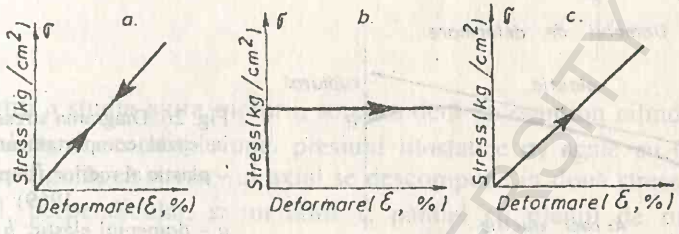


Fig. 25. Diagramele stress – deformare (strain) pentru corpurile ideale, elastice (*a*), plastice (*b*) și vâscoase (*c*) (din Mattauer, 1980).

Corpuri plastice. Se caracterizează prin deformare continuă, dar, de la un anumit prag al stressului. Dacă stressul este suprimat, deformarea conservă valoarea atinsă. Comportamentul plastic se definește deci, prin păstrarea deformărilor după suprimarea tensiunilor de încărcare.

Corpuri vâscoase. Deformarea este în funcție de timp și se face cu viteză constantă. După dispariția stress - ului deformarea conservă valoarea atinsă.

Cele trei tipuri de diagrame stress - deformare, prezentate, corespund, după cum am văzut, unor corpuri ideale. În cazul altor categorii de corpuri, așa cum sunt de pildă rocile, comportamentul lor se apropie mai mult sau mai puțin de corpurile ideale. Această apropiere rezultă din faptul că, ele se comportă succesiv în cursul deformării ca și corpuri elastice, plastice și vâscoase. În încercările de laborator s-au obținut curbe stress - deformare de alură variabilă, în funcție de natura rocilor și condițiile de experiență. Cazul cel mai general, însă, corespunde unei curbe din care se pot deduce următoarele (fig. 26):

– într-un prim stadiu, curba corespunde unei drepte cu pantă mare, ceea ce arată că deformarea este puțin importantă indicând o relație liniară între stress și deformare; acest prim stadiu de deformare corespunde *domeniului elastic*, întrucât prin suprimarea stress - ului roca revine la forma inițială; unele roci pot atinge *punctul de ruptură R* încă din domeniul elastic sau la începutul domeniului plastic; se vorbește în acest caz de o *ruptură fragilă;*

– rocile care nu prezintă ruptură fragilă se deformează în continuare, curba stress - deformare suferind o inflexiune și continuă cu o pantă redusă; această porțiune de pantă mai redusă dinaintea rupturii *R*, corespunde *domeniului de deformare plastică;* punctul de inflexiune reprezintă *pragul de elasticitate P*;

– în toate cazurile, după o anume valoare a deformării, stress - ul crescând peste rezistența maximă, numită și *rezistență limită*, roca cedează prin rupere *R*;

dacă deformarea dinaintea rupturii prezintă o valoare redusă, se spune că roca este casantă sau competentă (Willis, 1893); dacă deformarea este importantă se spune că roca este ductilă sau incompetentă; mai concret, se poate spune că rocile casante prezintă un interval mic între pragul de elasticitate și ruptură, unele cedând chiar înaintea atingerii acestui prag, în timp ce rocile ductile au un interval larg de manifestare a deformațiilor plastice; de reținut că natura competentă sau incompetentă, conform cu sensul inițial acordat de Willis, se referă la capacitatea rocilor de a prelua și transmite eforturile tectonice.

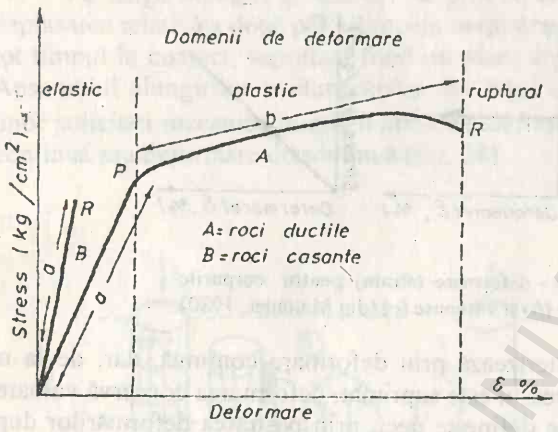


Fig. 26. Diagrama stress - deformare în cazul comportamentului elastico – plastic al rocilor (după De Sitter, 1969):
a – domeniul elastic; *b* – domeniul plastic; *P* – pragul de elasticitate; *R* – punctul de ruptură.

3.3. Deformare și rupere

După cum am văzut, un câmp de stress este reprezentat, întotdeauna, prin trei tensiuni perpendiculare, adică un stress principal sau maxim σ_1, unul minim σ_3 și unul intermediar σ_2. Stress - ul de deformare poate fi derivat din aceste trei valori. Luând ca referință o unitate cubică, într-un câmp de stress, se pot defini trei situații și anume (fig. 27):

– când $\sigma_3 < \sigma_1 = \sigma_2$, se produce o deformare elastică a cubului, care va fi o alungire în direcția lui σ_3;

– când $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, starea de stress corespunde unei presiuni hidrostatice sau litostatice, adică omnidirecțională, nedeterminând nici o deformare;

– când, $\sigma_3 > \sigma_1 = \sigma_2$, deformarea cubului va fi o scurtare elastică pe direcția lui σ_3. Experimental s-a constatat că scurtarea elastică într-o direcție este însoțită de o alungire elastică în ambele direcții perpendiculare și invers. Deformarea se va face deci, întotdeauna, în plan perpendicular pe planul care conține cea mai mare diferență de stress ($\sigma_1 - \sigma_3$; $\sigma_3 - \sigma_1$).

Dar, domeniul deformărilor elastice ale rocilor nu este nelimitat. La o anumită creștere a stress - ului se produce ruperea lor de-a lungul anumitor plane. Această ruptură nu se produce oricum. Ea se realizează după un plan care formează cu stress - ul de deformare un anumit unghi.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

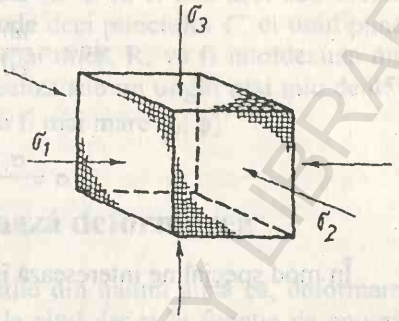


Fig. 27. Deformarea elastică a unui cub supus la un stress triaxial.

Pentru a studia alura rupturii, se consideră un eșantion cilindric supus unui stress axial σ_1, în condițiile unei presiuni litostatice σ_3 egale cu 0 (fig. 28). Se observă din figură, că stress - ul axial se descompune în două stress - uri derivate: σ, normal, perpendicular, și un altul τ, paralel cu planul de ruptură, ultimul cunoscut și sub numele de *stress de forfecare*. Valorile lui σ și τ variază în funcție de orientarea planului de ruptură, adică de mărimea unghiului α.

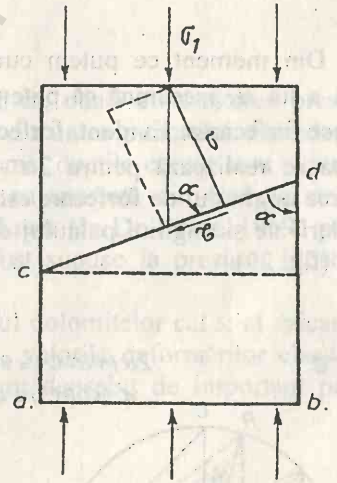


Fig. 28. Descompunerea stressului axial:
σ – stress normal; τ – stress de forfecare;
α – orientarea planului de ruptură.

Exprimând stress - ul normal σ și cel de forfecare τ în funcție de σ_1, utilizând triunghiul dreptunghic format, se obține:

$$\sigma = \sigma_1 \sin\alpha; \quad \tau = \sigma_1 \cos\alpha$$

Plecând de la definiția stress- ului ca fiind o forță care acționează pe unitatea de suprafață, se pot calcula stress - urile derivate, normal și de forfecare:

$$\sigma = \frac{F}{S} = \frac{\sigma_1 \sin\alpha}{cd}$$

BOJIAS / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Valoarea lui *cd* se obține în raport de *ab* și α, *ab* fiind egal cu 1.

$$\sin\alpha = \frac{ab}{cd} = \frac{1}{cd} \qquad cd = \frac{1}{\sin\alpha}$$

$$\sigma = \frac{\sigma_1 \sin\alpha}{\frac{1}{\sin\alpha}} = \sigma_1 \sin^2\alpha$$

În mod special ne interesează însă, τ:

$$\tau = \frac{\sigma_1 \cos\alpha}{\frac{1}{\sin\alpha}}$$

$$\tau = \sigma_1 \cos\alpha \sin\alpha$$

Deoarece se știe că: $\cos\alpha\sin\alpha = 1/2\sin 2\alpha$; atunci rezultă că:

$$\tau = \frac{\sigma_1}{2}\sin 2\alpha$$

Din moment ce putem cunoaște mărimea lui τ, corespunzătoare oricărei valori a lui α, înseamnă că putem prevedea și poziția planului după care se va produce forfecarea. Evident, forfecarea va corespunde valorii maxime a lui τ. Cum aceasta se realizează pentru 2α = 1, adică pentru sinusul de 90° înseamnă că valoarea unghiului de forfecare este de 45°. Relațiile dintre stress - urile principale, cele derivate și unghiul palnului de forfecare pot fi ilustrate grafic prin cercul lui Mohr (fig. 29).

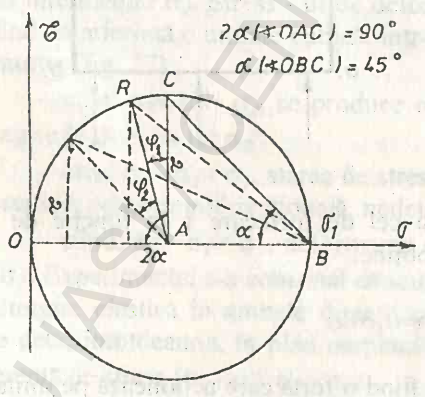


Fig. 29. Reprezentarea grafică în cercul lui Mohr a unghiului de forfecare pentru cazul presiunii litostatice egale cu 0 – cercul trece prin origine (din Mattauer, 1980).

Din această reprezentare grafică se poate observa cu ușurință că valoarea maximă a lui τ se găsește în punctul *C* și că ea corespunde unui unghi α de 45° (triunghiul *OBC*), în situația în care 2 α = 90° (triunghiul *OAC*). Experiențele arată

însă că, efectiv, unghiul α nu depășește niciodată 45° și că el este ușor sub această valoare. Din acest motiv forfecarea nu corespunde deci punctului *C*, ci unui punct *R* corespunzător unui unghi de o valoare ceva mai mică. R, va fi întotdeauna mai îndepărtat de *C*, adică planul de ruptură se va realiza sub un unghi mai mic de 45°, cu cât unghiul de frecare interioară ϕ a rocilor va fi mai mare ϕ_1, ϕ_2.

3.4. Factorii fizici care controlează deformarea

Atât încercările de laborator cât și realitățile din natură arată că, deformarea rocilor variază nu numai de la un tip litologic la altul dar și în funcție de anumiți factori fizici; mai mult, în anumite condiții de adâncime și temperatură, roci de factură litologică diferită prezintă curbe de stress - deformare asemănătoare, adică au un comportament similar. Într-un cuvânt, se poate spune că, deformarea și, în ultimă instanță, realizarea structurilor tectonice depind de parametrii fizici care caracterizează rocile în momentul solicitărilor mecanice (compresiune, distensiune).

Dintre factorii fizici care controlează deformarea, un rol important îl au: presiunea litostatică, temperatura, adâncimea, anizotropia rocilor și fluidele de impregnație.

3.4.1. Influența presiunii litostatice

S-a demonstrat prin încercări de laborator că, odată cu creșterea presiunii litostatice crește și valoarea deformărilor plastice dinaintea punctului de cedare *R*. Cu alte cuvinte, se deduce că rocile sunt cu atât mai ductile cu cât sunt supuse la presiuni litostatice mai mari. Faptul se deduce cu ușurință din curbele stress - deformare obținute de către Griggs, Handin și Hager (în De Sitter, 1969) pentru calcarul de Solenhofen și dolomitele care au fost supuse la presiuni litostatice crescute (fig. 30, 31).

Din aceste curbe se constată că, atât în cazul dolomitelor cât și al calcarelor, considerate în general roci casante, competente , valorile deformărilor elastice și plastice cresc odată cu presiunea litostatică, lucru deosebit de important pentru geologia structurală.

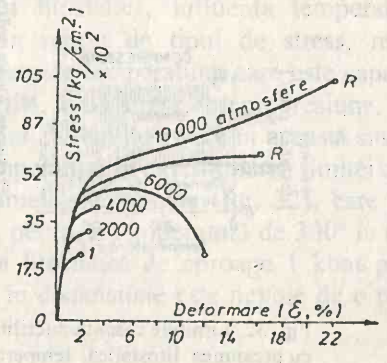


Fig. 30. Influența presiunii litostatice asupra deformării calcarului de Solenhofen (după Griggs).

Presupunerea lui Heim, după care cutarea rocilor a fost posibilă după consolidarea lor, datorită presiunii litostatice introduse de adâncime, a fost demonstrată experimental. Concret, din aceste curbe se observă că, până la o presiune litostatică de 4000 atmosfere, calcarul s-a comportat ca o rocă casantă, momentul ruperii intervenind imediat. Începând însă cu 6000 atmosfere, calcarul s-a comportat ca o rocă ductilă, prezentând o deformare plastică considerabilă; maximum a fost atins la 10 000 atmosfere, când valoarea deformării a atins 22% (scurtare), la un sterss de compresiune de aproape 10 000 kgf/cm².

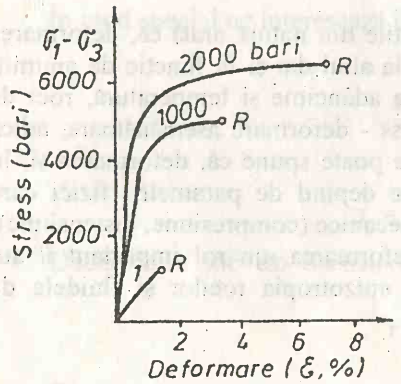


Fig. 31. Curba stress – deformare a unui dolomit pentru valori crescute ale presiunii litostatice (după Handin, Hager, 1956 din Mattauer, 1980).

Concluzia acestor experiențe este că rocile, în condițiile de suprafață sunt casante, dar, odată cu creșterea presiunii litostatice, momentul rupturii lor se îndepărtează, lărgindu-se considerabil domeniul deformării plastice. Trebuie adăugat că influența presiunii litostatice diferă după tipul de stress. În mod normal, o rocă casantă poate deveni ductilă, plastică, dacă crește presiunea litostatică. Dar, așa cum a observat Heard (în Spencer, 1988), la o temperatură dată, această transformare necesită, în cazul unui stress de compresiune, o presiune litostatică mai scăzută decât în distensiune (fig. 32).

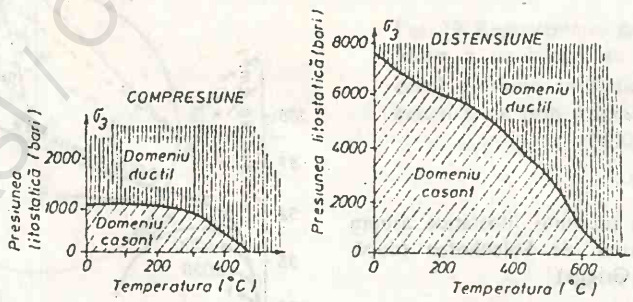


Fig. 32. Limitele casanță/ductilitate la calcarul de Solenhofen, în relație cu presiunea litostatică, temperatură și natura stressului (după Heard, 1960 în Spencer, 1988).

Faptul are o influență directă asupra fracturilor din scoarță, în sensul că faliile de compresiune (inverse) vor dispare în adâncime, înaintea celor de distensiune (normale).

3.4.2. Influența temperaturii asupra deformării

Unul din factorii care s-au luat în considerație în experiențele de laborator a fost și temperatura. Încercările lui Griggs, Heard și Kirby au arătat clar că, cu cât temperatura este mai mare cu atât deformarea care precede momentul ruperii este mai puternică și se face cu un stress de o valoare mai mică (fig. 33). Cu alte cuvinte, creșterea temperaturii facilitează deformarea, conferind rocilor o ductilitate ridicată.

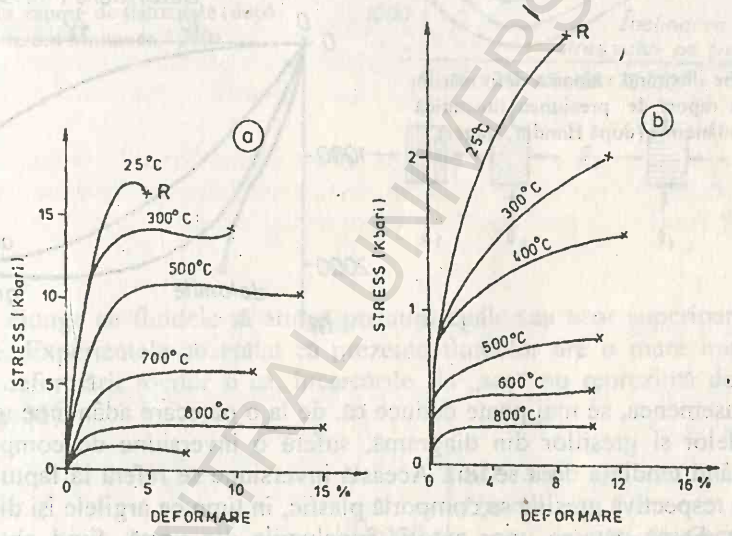


Fig. 33. Curbe ilustrând influența temperaturii asupra deformării pentru două tipuri de roci (după Heard, 1960; Kirby, 1980):
a – bazalte; *b* – marmură.

Ca și în cazul influenței presiunii litostatice, influența temperaturii se diferențiază ca efect asupra deformării în raport de tipul de stress, respectiv compresiune sau distensiune. Aceeași creștere de temperatură, care este capabilă de a transforma o rocă casantă într-o rocă ductilă, la un stress de compresiune, nu este capabilă de a o face în cazul unei distensiuni. Avem de a face în această situație cu o conjugare între presiunea litostatică și temperatură în determinarea limitei casanță/ductilitate. Așa, spre exemplu, din diagramele menționate (fig. 32), care privesc limitele casanță/ductilitate, se deduce cum, pentru o temperatură de 300° în condiții de compresiune este suficientă o presiune litostatică de aproape 1 kbar pentru a conferi unui calcar ductilitate, în timp ce, în distensiune este nevoie de o presiune litostatică ce depășește 5 kbari.

3.4.3. Influența adâncimii

Cunoscându-se influența presiunii litostatice și a temperaturii asupra comportamentului rocilor, se pot trage concluzii și asupra rolului pe care îl joacă adâncimea în deformare și care stă în legătură directă cu factorii amintiți.

Încercările lui Handin și Hager oferă câteva date ale deformării rocilor în condiții de presiuni litostatice și temperaturi crescute. Se constată din aceste încercări că pragurile de ruptură se îndepărtează odată cu adâncimea, ceea ce arată că rocile devin ductile, dar fiecare având o anumită alură a curbei deformării (fig. 34).

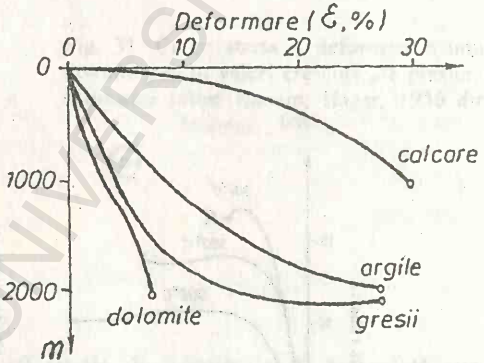


Fig. 34. Curbe ilustrând valoarea deformărilor unor roci în raport de presiunea litostatică adică de adâncime (după Handin, Hager).

De asemenea, se mai poate deduce că, de la o oarecare adâncime unele roci, cazul argilelor și gresiilor din diagramă, suferă o inversiune de comportament, curbele având tendința de a se uni. Această inversiune se referă la faptul că de la adâncimea respectivă gresiile se comportă plastic, în timp ce argilele își diminuează ductilitatea. După părerea unor autori, concluziile din urmă, fiind obținute din experiențe de laborator, nu pot fi încă extrapolate deformărilor ce se produc în condițiile naturale din scoarță.

3.4.4. Influența anizotropiei rocilor

Anizotropia reprezintă un termen împrumutat din cristalografie și ea se referă la toate corpurile ale căror proprietăți variază cu direcția. Rocile sunt și ele corpuri anizotrope, particularitate introdusă de stratificație, în cazul rocilor sedimentare, și șistozitate la cele metamorfice.

Experiențele lui Donath au demonstrat influența anizotropiei asupra comportamentului rocilor la solicitările tensionale (fig. 35). Faptul este bine ilustrat de curbele obținute de acest autor, ale căror forme sunt funcție de unghiul pe care îl face stressul cu planul de șistozitate. Practic, valoarea stress - ului de compresiune care produce ruperea atinge maximum când acesta este perpendicular pe șistozitate și minim pentru o înclinare a acesteia de 30°.

3.4.5. Influența fluidelor de impregnație

Majoritatea rocilor au o structură susceptibilă de a primi în constituția lor diferite fluide ca: apă, petrol și chiar gaze.

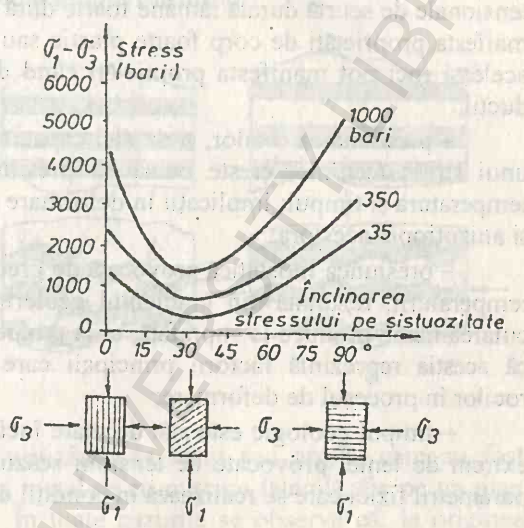


Fig. 35. Curbele pragului de rezistență a unor roci în raport de sistozitate (după Donath, din Mattauer, 1980).

Se ajunge ca fluidele să atingă presiuni egale sau ușor superioare presiunii litostatice. Experiențele au arătat că prezența fluidelor are o mare importantă în procesul deformării rocilor și că, încercările la „sec" nu reprezintă decât un caz limită (fig. 36).

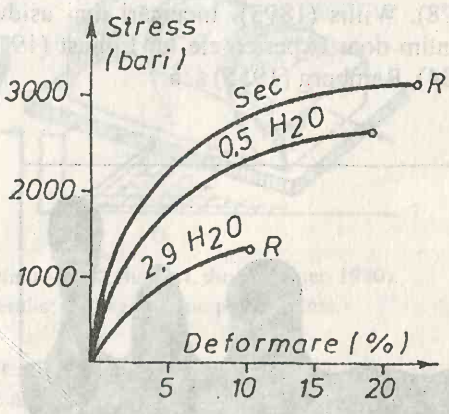


Fig. 36. Curbele stress - deformare la o marmură cu conținuturi variabile de apă, supusă la compresiune (după Griggs, 1951)

Din curbele obținute de Griggs, reiese că valoarea stressului la care intervine ruperea scade cu cât rocile au un conținut mai mare de fluide și invers. Rocile își ridică ductilitatea la presiuni slabe ale fluidelor și devin mai casante cu cât presiunea, respectiv cantitatea acestora, crește. Se poate conchide că saturația rocilor în apă întârzie întotdeauna deformarea plastică, făcând rocile mai casante.

BCU IASI / CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Concluzii:

– comportamentul rocilor, în raport de solicitările tectonice, considerate ca stări tensionale, nu este uniform, el modificându-se în funcție de condițiile fizice ale acestora. O rocă, care în condițiile obișnuite de suprafață și sub acțiuni tensionale de scurtă durată rămâne foarte dură și casantă, pusă în alte condiții, poate maifesta proprietăți de corp foarte plastic sau chiar poate curge; de aici rezultă că aceleași roci pot manifesta proprietăți când de corp casant, când de corp plastic, ductil;

– plasticitatea rocilor, și de aici capacitatea lor de a se deforma sub acțiunea unui stress tectonic, crește odată cu presiunea litostatică, adică cu adâncimea, temperatura și timpul; implicații în deformare și mai ales în ruperea rocilor are apoi și anizotropia acestora;

– presiunea litostatică provocată de greutatea coloanei de roci, cât și valoarea temperaturii, rezultată din gradientul geotermic, cresc odată cu adâncimea. Cum cutarea nu se produce la suprafață, ci la o oarecare adâncime în scoarță, se înțelege că aceștia reprezintă factorii principali care determină proprietățile plastice ale rocilor în procesul de deformare;

– timpul geologic este atât de mare încât permite dezvoltarea unor deformări extrem de lente, provocate de tensiuni scăzute, rocile neatingând nici pe departe parametrii fizici care se realizează în condiții de experiență.

3.5. Tectonica experimentală

Reproducerea la scara laboratorului a fenomenelor tectonice a fost inaugurată încă din secolul XIX de către Hall (1813), Daubrée (1878), Schardt (1884), Favre (1878), Willis (1893). Încercări mai asidue s-au făcut însă în secolul nostru. Să amintim doar experiențele lui Lohest (1913), Cloos (1929 - 1932; 1939), Griggs (1934), Ramberg (1955) ș. a.

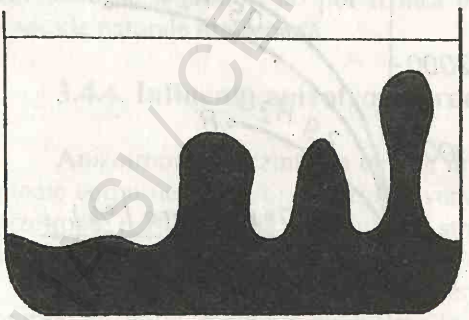


Fig. 37. Model imitând diapirismul, obținut experimental cu lichide de densități diferite (după Belousov, 1978).

Dintre structurile tectonice obținute experimental menționăm: cutele, faliile inverse, faliile normale și formarea grabenelor, faliile sintetice și antitetice, decroșările, curenții de convecție, budinele și chiar diapirele; materialele utilizate au fost, cel mai adesea: argila, nisipul, materialele plastice, plăcile de cauciuc, soluțiile vâscoase, uleiurile grele etc.

În cazul comprimării unei mase de nisip sau a unor materiale plastice, se obțin cute și falii inverse, ceea ce confirmă teoretic distribuția câmpurilor de stress, care se nasc în compresiune (fig. 38); în aceeași experiență se observă că, în cazul în care materialul este supus și la o încărcare de sarcină verticală, simulând presiunea litostatică, cutele vor predomina asupra fracturilor.

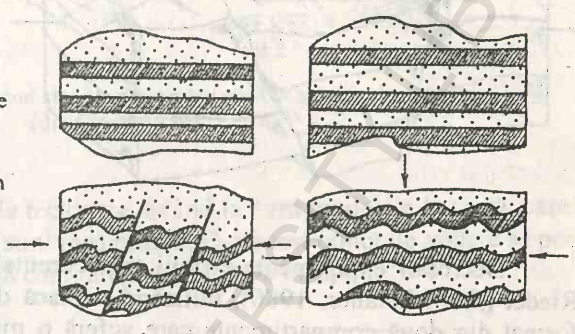


Fig. 38. Falii inverse și cute realizate prin compresiune (după Hubbert, Cloos, din Mattauer, 1980):
1 – falii inverse; *2* – cute, obținute prin introducerea sarcinii litostatice.

Faliile normale s-au realizat utilizându-se nisip sau argilă, care au fost dispuse fie pe un suport de două plăci metalice cu mișcare laterală, fie pe un plan înclinat sau pe un balon de cauciuc. În toate cazurile se observă că, la originea fracturilor de tipul faliilor normale stau, fără îndoială, forțe distensionale, de întindere; în același mod au fost obținute experimental și structurile de graben sau faliile antitetice (fig. 39, 40, 41).

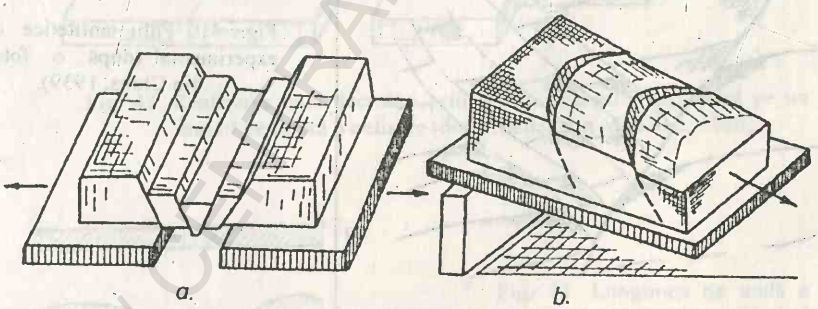


Fig. 39. Falii normale formate prin distensiune (după Hubbert, din Mattauer, 1980):
a – model cu argilă pe un suport metalic; *b* – argilă pe un plan înclinat.

Reconstituirea genezei decroșărilor s-a realizat cu ajutorul unei plase de sârmă deformabile; pe plasa respectivă se așază o placă de argilă; prin întinderea ei argila suferă o deformare pe două direcții, una care produce o alungire și alta perpendiculară pe prima, având drept rezultat o scurtare (fig. 42). Se constată mai întâi o deformare continuă, apoi una discontinuă demonstrată de apariția în masa argilei a unor fisuri la început și falii conjugate mai apoi; unghiul dintre falii crește odată cu mărimea deformării, concomitent, accentuându-se și caracterul de decroșare al acestor falii.

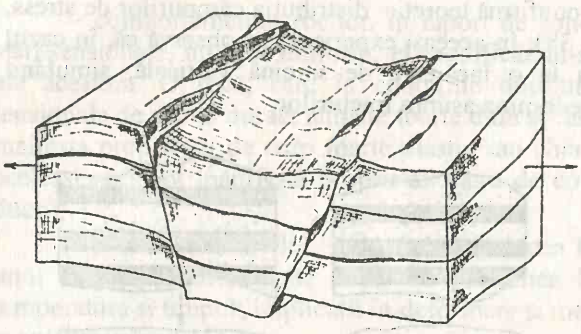


Fig. 40. Structură de graben realizată experimental (desen după o fotografie din Cloos, 1939).

Decroșări experimentale (falii transcurente) au fost obținute apoi de către Riedel (*fide* Mattauer, 1980), utilizând o placă de argilă suprapusă pe un suport format din două compartimente care suferă o mișcare de sens opus; deformările apărute în placa de argilă supusă tensionărilor compresionale s-au localizat în lungul unei benzi care prezintă o forfecare principală tradusă ca o deformare continuă acompaniată de mici decroșări în eșalon, constituind deformări discontinue (fig. 43).

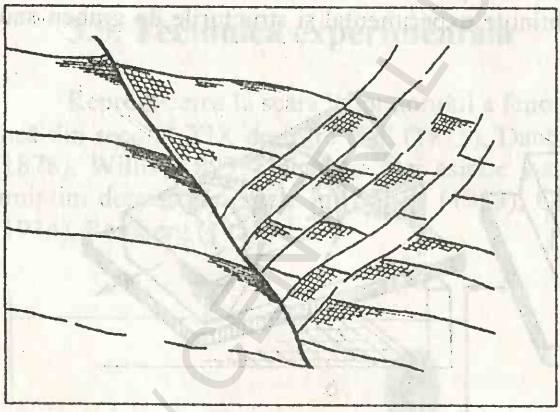


Fig. 41. Falii antitetice obținute experimental (după o fotografie din Cloos, 1939).

De reținut că, în mecanismul decroșărilor, rocile sunt supuse simultan atât la tensiuni compresionale (transpresiuni), cât și distensionale (transtensiuni). Trebuie consemnat însă că toate aceste experiențe rămân pur calitative. Se realizează cute sau falii fără să se știe dacă materialele care sunt supuse tensiunilor au proprietăți fizice care, având în vedere talia redusă a modelelor, reproduc sau nu fidel pe cele naturale. Deși realizarea modelelor la scară are în prezent suficient suport teoretic împrumutat din hidraulică, părerea unor autori este că experiențele tectonice se lovesc de o serie de obstacole care fac imposibilă o asemănare strânsă a acestora cu procesele geologice naturale.

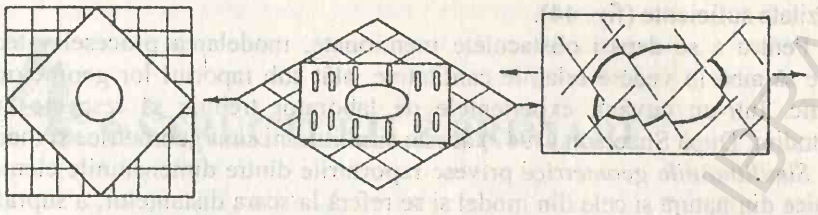


Fig. 42. Experiență ilustrând stadiile deformării până la apariția decrosărilor (din Cloos, 1939).

Se înțelege că experiențele tectonice, având la bază modelele la scară, care să respecte regulile similitudinilor sunt încă puține. Din acest punct de vedere se poate spune că tectonica experimentală cantitativă este abia la început.

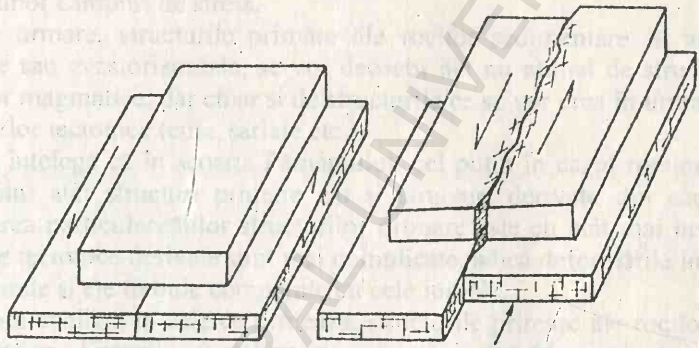


Fig. 43. Realizarea unei decrosări prin utilizarea argilei suprapusă pe un suport ce suferă o culisare (după Riedel, din Mattauer, 1980).

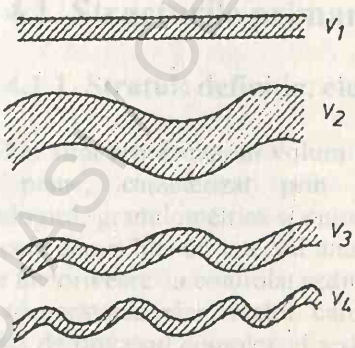


Fig. 44. Lungimea de undă a unor cute formate în strate de grosimi și vâscozități variabile supuse la un stress de aceeași valoare (după Ramberg, 1969).

Menționăm din categoria experiențelor cantitative, încercările făcute pentru stabilirea relațiilor dintre grosimea și vâscozitatea rocilor și lungimea de undă a cutelor. S-a stabilit în acest fel că lungimea de undă a cutelor este proporțională cu

grosimea stratelor și că nu se formează cute decât dacă există contraste de vâscozitate suficiente (fig. 44).

Pentru a se depăși obstacolele menționate, modelarea proceselor tectonice trebuie să aibă în vedere relațiile cantitative, atât sub raportul lor geometric cât și mecanic. Într-un cuvânt, experiențele de laborator trebuie să respecte anumite similitudini. După Sneerson (1947) aceste similitudini sunt geometrice și mecanice.

Similitudinile geometrice privesc raporturile dintre dimensiunile elementelor tectonice din natură și cele din model și se referă la scara distanțelor, a suprafețelor, și scara volumelor.

Similitudinile mecanice implică respectarea condițiilor de ordin cinematic (scara timpului și scara vitezelor) și dinamice (scara tensiunilor și a coeficienților de vâscozitate).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4 STRUCTURILE PRIMARE

În accepțiunea cea mai largă, pentru geologia structurală prin structură se înțelege forma pe care o îmbracă rocile din scoarță la orice nivel dimensional, fie el de talie locală, regională sau chiar globală. În acest sens se poate vorbi de structuri primare, care sunt derivate din condițiile de geneză a rocilor (sedimentare, vulcanism) și de structuri secundare sau tectonice, apărute ulterior ca urmare a apariției unor câmpuri de stress.

Ca urmare, structurile primare ale rocilor sedimentare, și anume stratele orizontale sau cvasiorizontale, se vor deosebi net nu numai de structurile primare ale rocilor magmatice, dar chiar și de structurile ce se vor crea în urma supunerii lor fenomenelor tectonice (cute, șariaje etc.).

Se înțelege că în scoarța Pământului, cel puțin în cazul rocilor sedimentare, vom întâlni atât structuri primare cât și structuri derivate din cauze tectonice. Cunoașterea particularităților structurilor primare este cu atât mai necesară, cu cât structurile tectonice derivate sunt mai complicate, adică deformările intervenite sunt mai profunde și ele trebuie comparate cu cele inițiale.

Vom analiza, în cele ce urmează, structurile primare ale rocilor sedimentare și magmatice. Șisturile cristaline vor moșteni, întotdeauna, structurile rocilor primare, pe care se vor grefa apoi influențele introduse de tectonică asociată cu fenomenele de metamorfism.

4.1. Structurile primare ale rocilor sedimentare

4.1.1. Stratul: definiție, elementele sale

Un strat reprezintă un volum de roci limitat de suprafețe mai mult sau mai puțin plane, caracterizat prin omogenitate structurală internă, alcătuire mineralogică, granulometrică și culoare, specifice. La origine, el este un volum de sedimente depus într-un interval anume de timp, pe un anumit spațiu, în condițiile în care factorii care au controlat sedimentarea au rămas neschimbați.

Cunoașterea elementelor care definesc stratul, cât și particularitățile lui, generate de procesul complex al sedimentării este deosebit de importantă, atât sub raport tehnic - economic, cât și teoretic în activitatea de cartare geologică.

Elementele principale ale unui strat sunt: fețele stratului, talpa și crestetul, culcușul și acoperișul și, în sfârșit, grosimea stratului.

Fiecare strat are o față superioară și o față inferioară, iar partea lui bazală, mai veche stratigrafic, corespunde cu talpa stratului, în timp ce partea superioară, mai nouă, reprezintă crestetul stratului. Cele două limite, talpa și crestetul, corespund cu fața inferioară și fața superioară (fig. 45).

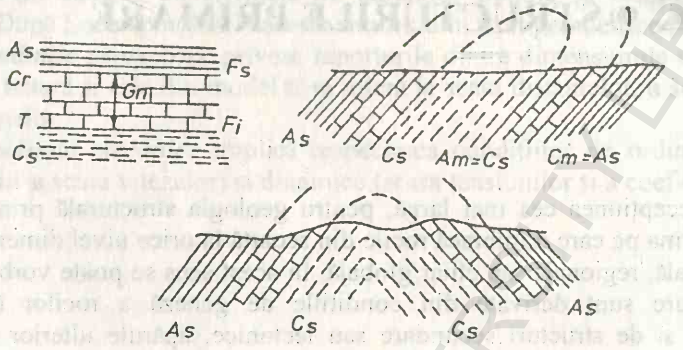


Fig. 45. Elementele principale ale unui strat:
Fi – fața inferioară; *Fs* – fața superioară; *Cs* – culcuș stratigrafic; *As* – acoperiș stratigrafic; *Am* – acoperiș morfologic; *Cm* – culcuș morfologic; *T* – talpa; *Cr* – crestetul; *Gn* – grosimea normală.

Culcușul sau patul reprezintă stratul imediat inferior stratigrafic, în timp ce acoperișul corespunde cu stratul imediat superior. Astfel definite, aceste elemente rămân valabile pentru stratele orizontale nederanjate, sau stratele cutate, dar a căror înclinare nu a depășit 90° față de orizontală. În cazul stratelor răsturnate se mai vorbește de un culcuș și un acoperiș morfologic (geometric) și care nu corespund cu culcușul și acoperișul stratigrafic.

Grosimea normală a stratelor. Distanța minimă dintre culcuș și acoperiș reprezintă grosimea normală sau reală a stratelor și se notează cu *Gn*. Grosimea normală a stratelor, chiar dacă sunt de aceeași vârstă este variabilă, întrucât, în afara timpului mai intervin viteza de sedimentare și natura granulometrică a materialului care se acumulează. Variația grosimii formațiunilor sedimentare sau discontinuitatea lor poate fi datorată apoi și altor cauze printre care: efilarea, variațiile laterale de facies, laminarea, falierea sau eroziunea (fig. 46).

Efilarea. Este reducerea treptată a grosimii stratelor până la dispariție, survenită ca urmarea a proceselor de sedimentare; cazul stratelor de cărbuni.

Variațiile laterale de facies. Reprezintă schimbări spațiale (în sens orizontal) ale compoziției petrografice a depozitelor, determinate de variații ale condițiilor din bazinul de sedimentare; cazul depozitelor eocen - oligocene din flișul Carpaților Orientali.

Eroziunea. Este unul din factorii care poate reduce grosimea formațiunilor sau poate determina chiar întreruperea continuității lor. Ea intervine în perioadele de exondare a unor regiuni, când se creează discordanțele stratigrafice și când lacunelor sedimentare li se pot asocia lacune de eroziune.

Laminările și falierile. Determină o subțiere treptată a stratelor, în primul caz, sau întreruperea continuității lor, în cel de al doilea, având la origine cauze

tectonice. Laminările pot avea loc în lungul flexurilor, în apropierea planelor de falie sau a cutelor diapire, în zonele adiacente nucleelor de sare .

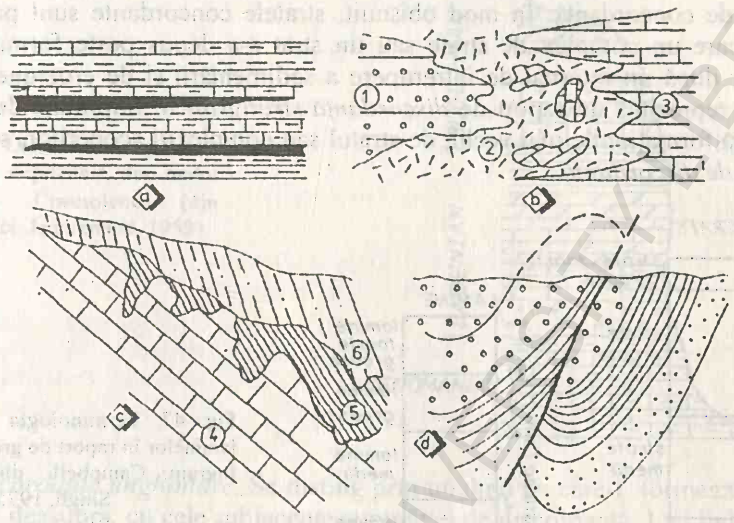


Fig. 46. Câteva din cauzele variației grosimii stratelor:
a – efilare în cazul cărbunilor; *b* – variație laterală de facies în Cretacicul autohtonului bucovinic din Hăghimaș; *c* – discontinuitate dată de o discordanță cu relief îngropat; *d* – laminare pe falie; *1* – rudite; *2* – wildflysch tipic; *3* – wildflysch paratipic; *4* – calcare și dolomite - Triasic; *5* – Liasic de Hierlatz; *6* – Domerian.

Reprezentarea variației în suprafață a grosimii depozitelor acumulate într-un anumit interval stratigrafic se face prin hărțile cu izopachite (gr. *isos* - egal; *pakhus* - grosime). Trebuie menționat că stratele propriu - zise sunt corpurile de roci a căror extindere în suprafață este cel puțin de 100 de ori mai mare decât grosimea lor. Când raportul dintre grosime și extinderea în suprafață este cuprins între 1/1000 și 1/100, stratul este lenticular, iar când acest raport variază între 1/100 și 1/2 corpurile respective se numesc lentile. Formațiunile, înscriu, în mod obișnuit grosimi care variază foarte mult; ele constituie strate când sunt de ordinul centimetrilor și lamine în cazul celor subcentimetrice. O terminologie, din acest punct de vedere, ne este oferită de către Reineck și Singh (1975; fig. 47). Se utilizează în mod obișnuit termenul de strate uniforme în situația în care într-o succesiune raportul grosimilor este de 2/1 și neuniforme când acest raport este mai mare de 5/1.

4.1.2. Concordanța și discordanța stratelor

În cercetările geologice, o atenție deosebită se acordă studiului suprafețelor de discordanță. Acest studiu implică definiția suprafeței de discordanță, tipurile de discordanțe și cunoașterea criteriilor de identificare a acestora în teren. Aceste elemente sunt utile pentru reconstituirea evoluției structural - geologice a oricărei regiuni.

Orice strat sau complex de strate se poate găsi în raporturi de concordanță sau de discordanță cu formațiunile sau complexele sub- sau suprajacente. Dacă între două complexe de roci există o continuitate de sedimentare, atunci ele se află în raport de concordanță. În mod obișnuit, stratele concordante sunt paralele. În cazul în care un complex de strate sau un strat s-a depus peste formațiuni mai vechi, dar după un interval de întrerupere a sedimentării și de eroziune, raportul dintre ele reprezintă un raport de *discordanță stratigrafică*. Suprafața de eroziune care separă formațiunile mai vechi, de stratul sau complexul acoperitor, se numește *suprafață de discordanță*.

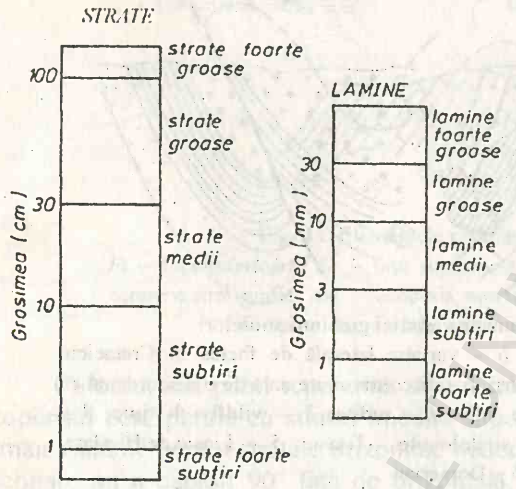


Fig. 47. Terminologia stratelor și laminelor în raport de grosime (după Ingram, Campbell din Reineck, Singh, 1975).

În succesiunea acestor depozite, suprafața de discordanță este marcată de o *lacună stratigrafică*, adică de lipsa din coloană a unor subdiviziuni stratigrafice. Lacuna respectivă poate însemna atât nedepunerea unor termeni (*lacuna de sedimentare*) cât și eroziunea unor termeni depuși anterior (*lacună de eroziune*). Lacuna stratigrafică care marchează discordanța, poate cuprinde intervale de timp mai mari, echivalente unor perioade și chiar ere, sau mai reduse, corespunzătoare unor etaje.

4.1.2.1. Clasificarea discordanțelor

Se împart fie după natura rocilor delimitate de suprafața de discordanță, fie după poziția relativă a stratelor care vin în contact după această suprafață. După primul criteriu se disting: discordanțe între pachete de roci sedimentare, discordanțe între roci sedimentare și vulcanite, discordanțe între depozite sedimentare și seriile magmatice sau cristalofiliene și, în sfârșit, discordanțe între vulcanite și magmatite intrusive sau vulcanite și metamorfite. După cel de al doilea criteriu se deosebesc următoarele categorii: discordanțe paralele și discordanțe unghiulare.

Discordanțe paralele (*concordanțe false*). În cazul acestui tip, stratele superioare și inferioare suprafeței de discordanță sunt paralele. Ele sunt recunoscute numai pe baza identificării lacunelor stratigrafice. Asemenea discordanțe sunt aproape toate discontinuitățile cuverturii sedimentare din Platforma Moldovenească

sau Platforma Sud - Dobrogeană, zone supuse unor frecvente retrageri sau reveniri ale apelor marine (fig. 48).

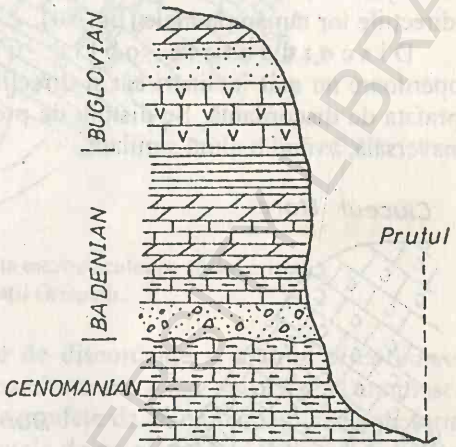


Fig. 48. Discordanță paralelă (simplă) în depozitele din malul Prutului – Crasnoleuca (din Macarovici, Jeanrenaud, 1958).

Discordanțe unghiulare. Se disting prin unghiul pe care-l formează între ele stratele de deasupra, cu cele subjacente suprafeței de discordanță. La rândul lor, ele se împart în: discordanțe orizontal - unghiulare, longitudinal - unghiulare și oblic - unghiulare.

D i s c o r d a n ț e l e o r i z o n t a l - u n g h i u l a r e. În cazul acestora, stratele subjacente suprafeței de discordanță sunt înclinate, în timp ce cele acoperitoare prezintă poziția primară, orizontală (fig. 49).

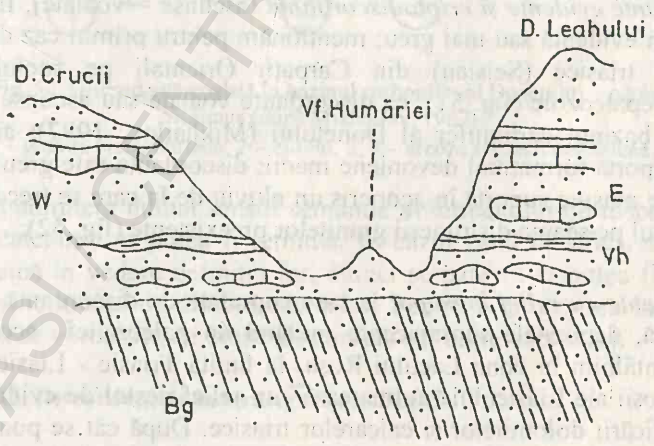


Fig. 49. Discordanță orizontal - unghiulară în depozitele neogene din Valea Sucevei (Voitinel) (din Bica Ionesi, 1969).

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Discordanţele longitudinal-unghiulare. Sunt specifice zonelor cutate şi prezintă formaţiunile suprajacente suprafeţei de discordanţă, cât şi cele subjacente, înclinate, formând între ele un unghi de valoare variabilă, în timp ce direcţiile lor rămân paralele (fig. 50).

Discordanţele oblic-unghiulare. În cazul acestora, stratele acoperitoare au atât înclinări cât şi direcţii, diferite de cele ale stratelor aflate sub suprafaţa de discordanţă. Se disting de precedentele numai cartografic, în secţiune transversală, având o alură similară.

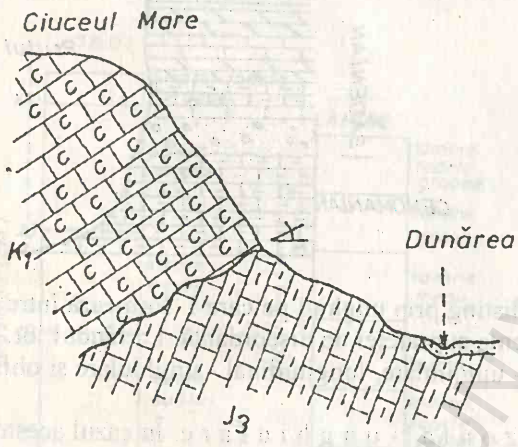


Fig. 50. Discordanţă longitudinal - unghiulară în depozitele mezozoice de la Cazane (din Codarcea *et al.*, 1964).

Pe lângă aceste categorii, se disting apoi, o serie de discordanţe, separate după diferite alte criterii, cum ar fi:

– *discordanţe evidente şi criptodiscordanţe* (ascunse = voalate), fiind acelea ce se pun uşor în evidenţă sau mai greu; menţionăm pentru primul caz discordanţa conglomeratelor triasice (Seisian) din Carpaţii Orientali pe soclul cristalin paleozoic sau prepaleozoic (fig. 51); ca discordanţe voalate sau ascunse se citează cazul celei din bazinul carbonifer al Donetului (Mikhailov, 1987); aici granite precambriene suportă formaţiuni devoniene medii; discordanţa este greu de stabilit întrucât granitele masive suportă în acoperiş un eluviu de la care se trece la arkoze şi apoi gresii, totul pe seama distrugerii granitelor preexistente (fig. 52);

– *discordanţe cu relief îngropat* la care suprafaţa de discordanţă prezintă o formă neregulată, depozitele suprajacente mulând un paleorelief accentuat; un atare exemplu întâlnim în zona Lacului Roşu, la limita Triasic - Liasic (fig. 53), unde calcarele roşii ale Liasicului "colmatează" un relief destul de evident, format pe seama carstificării dolomitelor şi calcarelor triasice. După cât se poate observa ele nu sunt decât un caz particular al discordanţelor longitudinal - sau oblic - unghiulare indrodus de colmatarea unui paleorelief accentuat;

– *discordanţe locale şi regionale* separate după mărimea suprafeţelor pe care le acoperă.

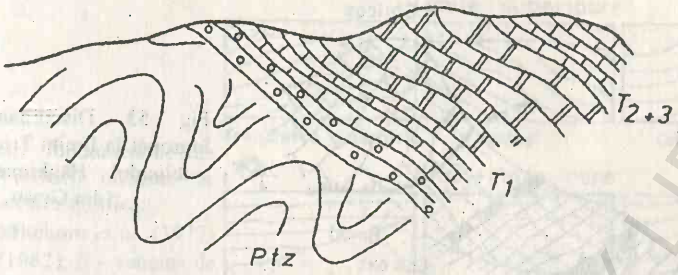


Fig. 51. Discordanță evidentă la limita mezozoicului cu soclul cristalin prealpin - Carpații Orientali.

Unii autori separă încă o categorie de discordanțe și anume *discordanțele tectonice* cunoscute și sub numele de *discordanțe mecanice* sau *false* (Dumitrescu, 1962). În această ctegorie s-ar include ca suprafețe de discordanță planele de șariaj, care separă pânzele de autohton, discordanțele de pe planele de falie, cât și limitele dintre sâmburele de sare și rocile limitrofe în cazul cutelor diapire.

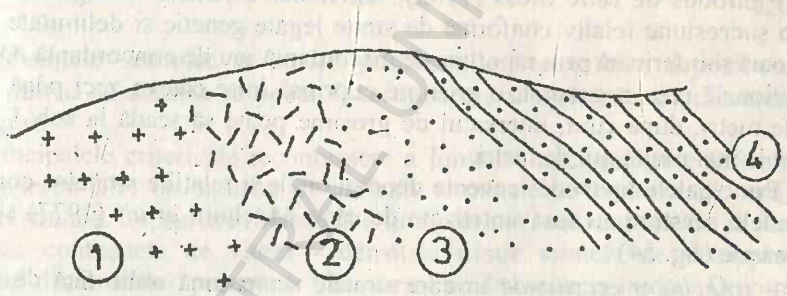


Fig. 52. Discordanță voalată în bazinul carbonifer al Donețului – pârâul Kalmus (după Mikhailov, 1987):
1 – granite precambriene; *2* – eluviu; *3*, *4* – arcoze și gresii devoniene.

Dacă admitem numai sensul semantic al termenului de discordanță atunci o asemenea categorie ar putea fi reținută. În cazul când clasificarea discordanțelor trebuie să aibă în vedere definiția lor, atunci se pare că ar putea fi admis ca fiind mai adecvat termenul de discordanțe false. Pentru a nu se crea însă confuzii este mai logic să se vorbească de limite discordante și limite tectonice.

4.1.2.2. Discordanțele în stratigrafia seismică

Stratigrafia seismică este un domeniu de studiu destul de recent, apărut și dezvoltat în legătură directă cu nevoile industriei de petrol. Fundamentele sale au fost sintetizate mai întâi de către Vail *et al.* (1977), ulterior conceptul fiind reluat și amplificat de către școala de la Exxon (Haq *et al*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Plint *et al.*, 1992).

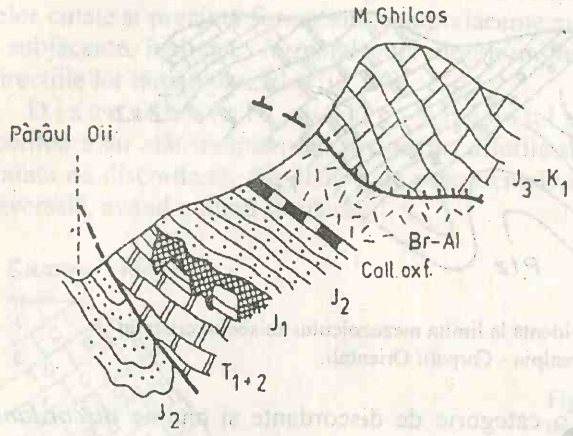


Fig. 53. Discordanță cu relief îngropat la limita Triasic - Liasic în sinclinalul Hăghimaș - Lacu Roșu (din Grasu, 1971).

Principalele noțiuni cu care operează domeniul respectiv sunt acelea de *secvențe depoziționale* și *faciesuri depoziționale*, semnalul seismic specific acestora constituind *secvențele seismice* și *faciesurile seismice*. O secvență depozițională, termen introdus de către Sloss (1963), reprezintă o unitate stratigrafică compusă dintr-o succesiune relativ conformă de strate legate genetic și delimitate la părțile superioară și inferioară prin raporturi de discordanță sau de concordanță. O secvență depozițională are, în general, o grosime cuprinsă între câteva zeci până la câteva sute de metri, după cum, intervalul de grosime poate să scadă la sub 1 m sau să crească la mai multe mii de metri.

Principalele tipuri de secvențe depoziționale și relațiile stratelor componente cu limitele acestora au fost sintetizate de către Mitchum *et al.* (1977) și ele ar fi următoarele (fig. 54):

– *trunchiere erozională* în care stratele se termină oblic față de limită, ca rezultat fie al înclinării stratelor către o suprafață de eroziune orizontală, fie al înclinării unor strate inițial orizontale către pereții unei paleovăi ulterioare;

– *toplap*, caracterizând strate inițial înclinate la partea superioară a unei secvențe care se termină contra acesteia, în primul rând ca rezultat al nedepunerii;

– *concordanță superioară* reprezentând strate care rămân la aceeași formă cu limita superioară; cele trei tipuri menționate se disting prin raporturile stratelor cu limita superioară a secvenței.

După raporturile stratelor cu limita inferioară a secvenței depoziționale se disting:

– *onlap*, la care strate inițial orizontale sau monoclinale se termină progresiv contra unei suprafețe, de asemenea inițial înclinate, dar cu înclinare mai mare;

– *downlap*, în care caz, la baza secvenței, stratele inițial înclinate se termină cu înclinări progresiv mai mari;

– *concordanță inferioară* sau *bazală* reprezentată de conservarea formei stratelor cu cea a limitei inferioare.

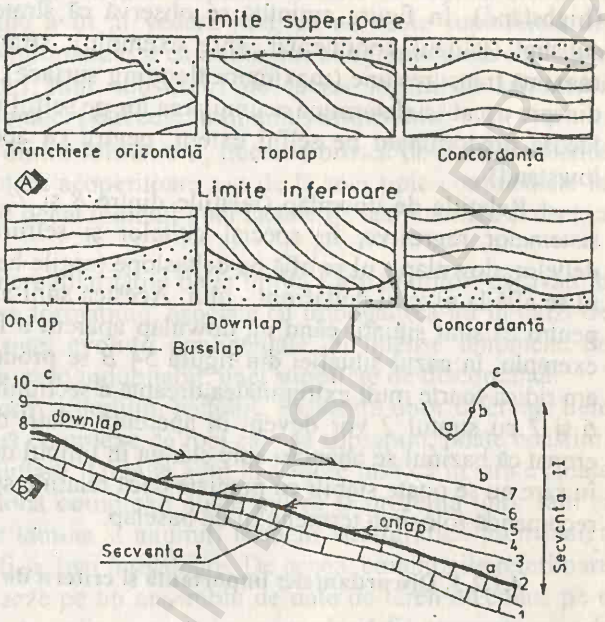


Fig. 54. Tipuri fundamentale de terminații de reflexii utilizate în seismica stratigrafică:
A – după Mitchum *et al.* (1977) din Botezatu, (1982); *B* – schema de principiu a structurii unei secvențe seismice în relație cu nivelul marin; *a* – lowstand; *b* – sistem transgresiv; *c* – highstand; *7* – suprafața de nivel maxim a mării.

Secvențele seismice au toate proprietățile secvențelor depoziționale cu condiția numai ca acestea să poată fi recunoscute și interpretate pe secțiunile de timp migrate.

Principalele criterii de recunoastere a limitelor unei secvențe seismice sunt reflexiile terminale, iar tipurile de reflexii terminale se bazează pe tipurile de terminații stratale. Exprimarea seismică a limitelor unei secvențe poate să varieze în funcție de contrastele de viteză - densitate dintre stratele de deasupra și de dedesubtul discordanței, precum și transversal pe discordanța însăși. Discordanțele unghiulare pot fi bine puse în evidență pe secțiunile de timp prin discordanța dintre reflexiile trunchiate de dedesubt și cele cu un alt stil și continuitate de deasupra.

În esență deci, conceptul de bază cu care operează seismica stratigrafică este cel de *secvență seismică*, iar aceasta există numai dacă este delimitată prin raporturi de discordanță sau nedepunere de secvențele sub- și suprajacente. Aceste relații de discordantă (unconformity) pot să se transforme lateral în relații de concordantă. Un exemplu ar fi cazul unei secvențe separate pe șelf în timpul unei faze de lowstand (echivalent aproximativ cu cel de regresiune) de secvența anterioară printr-o suprafață de eroziune (determinată de avansarea râurilor spre șelf) în timp ce, în domeniul batial nu va exista o discordanță și nici măcar un hiatus în sedimentare; asta nu înseamnă că nu există două secvențe distincte, ci doar că ele pe șelf sunt separate de o discordanță, iar în bazin printr-o concordanță corelativă (similară ca timp). După cum am mai menționat, relațiile de concordanță sau discordanță pot fi intuite numai în cazul în care se observă terminații de reflexii. Așa spre exemplu, în figura 54 *B* prezența unei relații de tip onlap arată că între roca acoperitoare și roca pe care se realizează onlap - ul există un interval de timp nereprezentat de nici un strat; de exemplu, în punctul de onlap dintre *5* și *2* există două strate lipsă (*3* și *4*); relațiile de tip onlap sunt, în general, dar nu exclusiv specifice transgresiunilor

(highstand). În figura amintită se observă că stratele *4* - *7* transgredează pe un substrat (taluzul continental, spre exemplu); stratul *7* reprezintă momentul de maximă transgresiune (maximum flooding surface). După *7*, aportul de sedimente dinspre uscat va determina acumularea lor pe șelful interior (anterior acumularea se făcuse predominant pe șelful extern, pentru că apele aveau nivel mai coborât - lowstand).

Relațiile de downlap (relațiile dintre *8* și *7*; *9* și *7*; *10* și *7*) sunt specifice sistemelor regresive, în special deltelor și șelfurilor progradaționale. În cazul deltelor, downlap - ul se află pe deltaslope (argile hemipelagice) în timp ce toplap - ul se află la nivelul deltafront - ului. Acestea sunt abordări simpliste ale problemei pentru că sunt situații când un downlap aparent a fost inițial un onlap; dacă, spre exemplu, în cazul situației din figura 54 *B* se produce o basculare, respectiv dacă am ridica foarte mult extremitatea dreaptă a secțiunii, relațiile dintre stratele *3*, *4*, *5*, *6* și *7* cu stratul *2* vor deveni în aparență relații de downlap, sugerând în mod eronat că bazinul se adâncea spre stânga în timpul depunerii stratelor *3* - *7*; în cazul în care nu se poate stabili cu precizie dacă relațiile sunt de tip onlap sau downlap se recomandă folosirea termenului de baselap.

4.1.2.3. Discordanțele: importanță și criterii de identificare

Prezența discordanțelor oferă întotdeauna datele necesare atât descifrării evoluției geologice a unei regiuni cât și indicii de ordin practic - economic. Informațiile pe care le procură se referă în principal la următoarele aspecte:

– permit datarea principalelor faze tectogenetice și oferă informații asupra duratei și intensității acestora;

– conduc la formarea capcanelor stratigrafice cu rol în acumularea zăcămintelor de petrol și gaze;

– de suprafețele de discordanță este legată, în general, formarea rocilor reziduale cu acumularea de substanțe utile cum ar fi zăcămintele de bauxită în intervalul de timp corespunzător lacunei stratigrafice; sunt de amintit în acest sens bauxitele din Munții Pădurea Craiului și Bazinul Hațegului, formate la limita Tithonic - Neocomian și Urgonian - Cenomanian.

Studiul discordanțelor rămâne obiectivul oricărei cartări geologice, iar identificarea în teren a acestora se poate face după criterii paleontologice, litologice și tectonice.

Criteriul paleontologic. Are la bază studiul biostratigrafic al formațiunilor; pe baza asociațiilor de faună sau a fosilelor de zonă caracteristice se poate identifica, de multe ori, lipsa unor etaje în anumite succesiuni și, prin urmare, prezența unei lacune stratigrafice. Și în acest caz este nevoie de prudență întrucât studiile biostratigrafice pot pune în evidență și cazuri de condensări când depozite de grosimi relativ mici cuprind faună caracteristică unui interval mare de timp; faptul se explică prin viteza de sedimentare mai redusă pe anumite zone ale bazinelor, conexată cu o eroziune submarină, care a determinat resedimentarea materialului și amestecul de faună.

Criteriul litologic. În cadrul acestuia se disting următoarele situații:

– prezența unui conglomerat bazal, care trece în sus la depozite din ce în ce

mai fine. La o analiză atentă conglomeratul respectiv trebuie să conțină elemente similare rocilor din pat. Trebuie avut în vedere însă, că nu toate suprafețele de discordanță sunt marcate de conglomerate și că multe din conglomeratele care apar în succesiunea unor formațiuni sunt substituiri de facies legate de schimbări paleogeografice locale sau regionale, petrecute în timpul sedimentării;

– discrepanța litologică dintre formațiuni; trecerea bruscă de la metamorfite sau magmatite la roci sedimentare acoperitoare sau de la roci tipic continentale la roci marine și invers nu poate fi decât indiciul unei lacune de sedimentare și deci, a unei discordanțe;

– urmele de alterație și neregularitățile de la limita formațiunilor; excavațiile și pungile situate la limita dintre formațiuni, asociate cu îmbogățirea lor în oxizi de Fe, Mn, Al, sunt dovezi ale unei evoluții continentale cu intense fenomene de alterație, ceea ce corespunde, în mod indubitabil, unei suprafețe de discordanță.

Criteriul tectonic. Conform criteriului tectonic, existența unor diferențe nete dintre pozițiile măsurate în două complexe de roci care se suprapun, poate constitui indiciul unei discordanțe unghiulare. Trebuie avut în vedere însă că în strate cutate diferențele de înclinări între două complexe poate indica și prezența unor falii și cum, în cazul acestora, se pot lamina și anumiți termeni stratigrafici, asemănarea faliilor cu discordanțele poate fi și mai înșelătoare. De aceea, concluziile referitoare la discordanțe trebuie să se bazeze pe un ansamblu de date de teren efectuate pe o suprafață mare, iar observațiile de ordin geometric - tectonic să fie conexate cu cele litologice și stratigrafice; datele stratigrafice vor trebui să stabilească mai ales vârsta cea mai veche a stratelor acoperitoare și vârsta celor mai tinere strate situate sub suprafața de discordanță.

În orice caz, situația cea mai clară de discordanță este atunci când un anume termen stratigrafic se dispune în diferite puncte pe roci de vârstă din ce în ce mai veche; în această situație se află, spre exemplu, wildflysch - ul (Barremian - Albian) din Rarău și Hăghimaș, care se dispune pe diferiți termeni mai vechi ai Jurasicului, Triasicului și chiar pe șisturile cristaline prealpine.

4.2. Structurile primare ale rocilor magmatice

Studiul rocilor magmatice, mai bine zis al corpurilor geologice pe care le îmbracă aceste roci, se impune, pe de o parte, pentru lămurirea alcătuirii și evoluției geologice a unei regiuni, iar, pe de altă parte, pentru faptul că în conexiune cu această evoluție el poate da și indicații asupra prezenței eventualelor mineralizații asociate.

Cartarea corpurilor de roci magmatice prezintă unele particularități față de rocile sedimentare; aceste particularități se referă atât la natura observațiilor efectuate în teren cât și la caracterul efuziv sau intrusiv al acestor roci.

4.2.1. Structurile magmatice efuzive

Principalele obiective urmărite în studiul rocilor magmatice efuzive (lat. *effusio* - erupție), cât și a seriilor piroclastice (gr. *pyros* - foc; *klastos* - fragment)

conexe sunt: determinarea compoziției, structurii și texturii; delimitarea areală și determinarea poziției corpurilor magmatice efuzive; stabilirea vârstei stratigrafice a seriilor vulcanogene; determinarea centrelor de erupție.

Determinarea compoziției, structurii și texturii rocilor efuzive se face pe baza observațiilor de teren cât și a analizei microscopice a materialului petrografic, utilizându-se datele petrologiei magmatice. Stabilirea formei și a poziției corpurilor magmatice se face prin observații asupra stratificației, a texturii și a suprafețelor de separație. Caracterul stratiform al rocilor efuzive este evident atuci când pânzele de lave alternează cu strate de roci piroclastice sau sedimentare.

Aspectele texturale pot furniza indicații prețioase în vederea unor precizări privind raporturile spațiale ale corpurilor magmatice efuzive cu rocile înconjurătoare. Așa spre exemplu, bulele de gaze vor fi abundente spre partea superioară a curgerilor de lave și vor fi alungite si aplatizate; alungirea semnifică sensul de curgere a lavei, iar aplatizarea dă indicații asupra planului de stratificație cu care este paralelă.

Texturile de pillow - lava (engl. *pillow* - pernă), vacuolare sau amigdaloide, vor fi întotdeauna specifice efuziunilor submarine de natură bazică. Tufurile vulcanice de origine marină vor fi mai compacte și concordante cu seriile sedimentare, în timp ce, cele continentale vor fi discordante și mai puțin compacte; stabilirea vârstei stratigrafice a seriilor vulcanogene se face în raport de seriile sedimentare asociate.

Prezența unor elemente de roci efuzive rulate în seriile ruditice sedimentare sau a xenolitelor în corpurile de roci magmatice sunt elemente de primă referință în datarea acestora. Asemenea criterii au stat, spre exemplu, la baza încadrării stratigrafice a vulcanitelor neogene din Carpații Orientali și Munții Apuseni. În sectorul Gutâi - Oaș, curgerile de lave riodacitice și andezitice sunt asociate cu piroclastite; primele piroclastite sunt intercalate în depozite badeniene, iar ultimele sunt prinse în serii sedimentare pliocene sau se dispun peste ele; de aici s-a dedus că activitatea vulcanică s-a desfășurat în intervalul Badenian - Pleistocen.

4.2.2. Structurile magmatice intrusive

În regiunile afectate de vulcanism se întâlnesc și corpuri magmatice intrusive (lat. *intrudere* - a străpunge) cunoscute sub numele de plutoni, formate prin consolidarea magmelor în apropierea suprafeței Pământului. Sistematica acestora cuprinde: sill - uri, dyke - uri, neck -uri, laccolite, phaccolite, batholite etc.

Considerentele structurale asupra corpurilor magmatice respective se referă, în principal, la forma și dimensiunile lor, cât și la raporturile stratigrafice ale acestora cu rocile înconjurătoare; studiul acestor particularități este indispensabil atât în cartarea geologică și reprezentarea lor cartografică, cât și în descifrarea evoluției geologice a regiunii implicate.

Sill - urile (engl. *sill* - prag) sau filoanele strat sunt corpuri intrusive paralele cu stratificația rocilor înconjurătoare; cu alte cuvinte ele reprezintă corpuri concordante; dimensional pot forma corpuri tabulare cu grosimi de ordinul metrilor sau sutelor de metri, desfășurate pe suprafețe până la mii de km² (fig. 55).

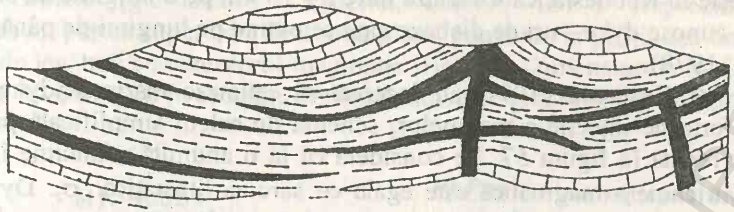


Fig. 55. Sill - uri de diabaze insinuate în sedimentar paleozoic, în apropiere de Praga (după Belousov, 1978).

Sill - urile care provin din injectarea unor pânze orizontale de lave se deosebesc de curgerile de lave, efuzive după următoarele criterii: sill - urile determină un metamorfism termic atât la contactul cu rocile din culcuș cât și la cele din acoperiș, ele fiind mai tinere decât stratele care le încadrează; spre deosebire de sill - uri, curgerile de lave afectează din acest punct de vedere numai stratele din culcuș; sill - urile pot prezenta apofize care străbat acoperișul, lucru ce nu se întâmplă la curgerile de lave; stratele din acoperiș pot remania elemente din lavă, în cazul curgerilor efuzive, întrucât ele se dispun discordant pe suprafața acesteia, fapt ce nu se întâlnește în cazul sill - urilor. Alte detalii asupra sill - urilor și inclusiv fizica proceselor de punere în loc a acestora pot fi urmărite în Price și Cosgrove (1991).

Dyke - urile (engl. *dyke* - dig) reprezintă corpuri magmatice de asemenea tabulare ca și sill - urile, deosebindu-se de cele din urmă prin faptul că străpung discordant rocile în care sunt intruse. Ele se formează prin injectarea topiturilor direct din rezervorul magmatic, din camere magmatice intermediare, situație în care sunt asociate laccolitelor; ele se pot forma prin curgerea pasivă a magmelor prin fisurile preexistente deschise sau prin dislocarea rocilor gazdă sub presiunea forțelor de injecție. După alura lor în plan și secțiune ele pot fi dyke - uri paralele, radiare, în con și circulare (fig. 56).

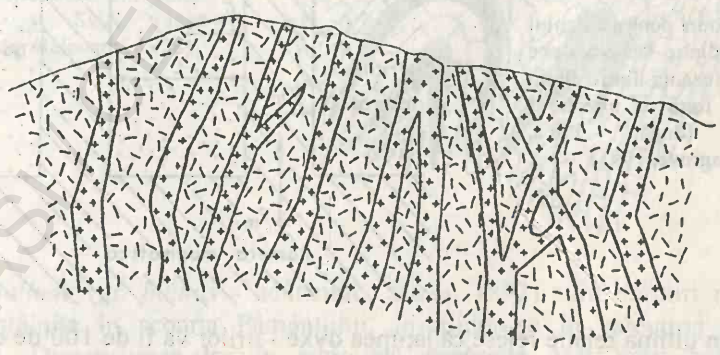


Fig. 56. Dyke - uri intruse în complexul ofiolitic din Munții Troodos - Cipru (după o fotografie din Price, Cosgrove, 1991).

Dimensiunea dyke-urilor este diversă atât ca lărgime cât și ca lungime, de la ordinul metrilor sau zecilor de metri până la sute de km; cel mai mare dyke

cunoscut este în Rhodesia, care variază între 3 - 13 km pe o lungime de 540 km; în Apalași se cunosc dyke - uri de diabaze care se extind pe lungimi de până la 71 km (Belousov, 1978).

Price și Cosgrove (1991) au încercat să estimeze mărimea dyke-urilor în raport de forța de injecție a magmelor; schema de calcul simplificată propusă de autori este redată în figura 57. Se consideră că la o anumită adâncime în scoarță, presiunea în camera magmatică este egală cu sarcina litostatică σ_z. Dyke - urile sunt intruse vertical, iar presiunea magmatică, egală cu presiunea litostatică, acționează împotriva presiunii orizontale σ_x. Dacă la o anumită adâncime, de exemplu de 8 km, presiunile verticală și orizontală sunt aproximativ de 2 kbari și 1kbar, atunci suprapresiunea magmatică va împinge pereții dyke - ului până când se va ajunge la o lățime d_w. Aceasta va duce la deformarea compresivă elastică a rocilor gazdă și implicit la creșterea presiunii orizontale. Această compresiune laterală a rocilor gazdă va continua până când σ_x va deveni aproape egal cu σ_z. De aici rezultă că lățimea unui dyke d_w este dată de următoarea formulă:

$$d_w = \frac{L(P_m - S_n)}{E}$$

în care: E este modulul de elasticitate al lui Young a rocilor gazdă, estimat la 10^5bari; L - distanța dintre dyke - uri; S_n- presiunea normală; P_m- presiunea magmatică.

Înlocuind valorile mai sus menționate în formula respectivă, rezultă că:

$$\frac{d_w}{L} = \frac{1}{100}$$

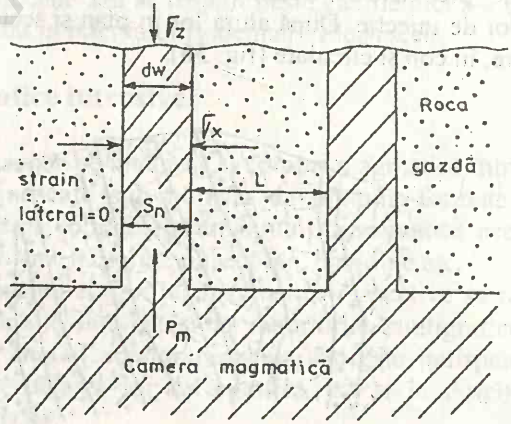


Fig. 57. Model pentru calculul raportului dintre lățimea dyke - urilor și distanța dintre ele în funcție de forța de injecție a magmelor (după Price, Cosgrove, 1991).

Din ultima relație reiese că lățimea dyke - urilor va fi de 100 de ori mai mică decât distanța dintre ele; se consideră însă că valoarea de 1 kbar pentru suprapresiunea magmatică reprezintă probabil maximum care se poate atinge în crustă; cel mai adesea aceasta are valori semnificativ mai mici, deci în general, când dyke - urile sunt intruse în crustă, care nu este supusă tensiunilor orizontale, raportul de mai sus (d_w/L) este mai mic decât 1/100.

Laccolitele (gr. *lakkos* - cisternă, Gilbert, 1877). Reprezintă corpuri magmatice cu partea superioară de formă plan - convexă, în porțiunea bazală având un canal de legătură cu rezervorul magmatic (fig. 58). Dimensiunile lor în suprafață pot atinge 3 - 6 km, iar în secțiune verticală, adică pe grosime, pot ajunge la 1 km.

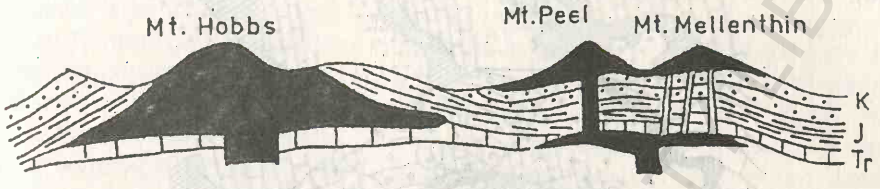


Fig. 58. Laccolit simplu și laccolite compuse în Munții La - Salle din SUA (după Eardley, din Belousov, 1978).

Corpul laccolitic poate fi asociat cu sill - uri și dyke - uri. Caracterul concordant al laccolitelor face ca să existe o adevărată serie de tranziție între acestea și sill - uri. Convențional, se consideră laccolit corpul magmatic la care raportul dintre diametru și grosime este mai mic ca 10 și sill când acest raport este mai mare ca 10.

Phacolitele. Sunt mase intrusive de dimensiuni minore, ocupând bolțile anticlinale sau albiile sinclinale (fig. 59); obișnuit phacolitele sunt intruziuni bazice, mai rar granitice (Belousov, 1978); dat fiind aspectul lor structural, trebuie admis că ele sunt la origine intruziuni de tip sill, forma de phacolit fiind secundară adică după intervenția cutării.

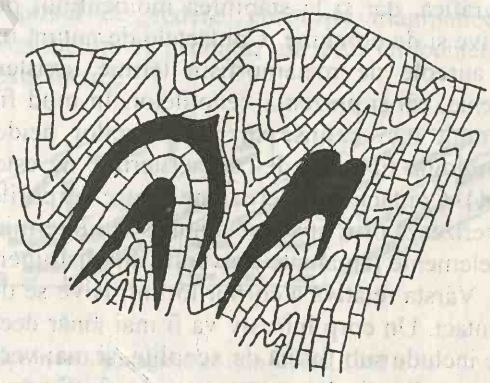


Fig. 59. Structură de phacolit în formațiuni paleozoice din statul New York - SUA (după Baddington, din Belousov, 1978).

Batholitele (gr. *bathus* - adâncime, Suess, 1892) sunt corpuri magmatice frecvent întâlnite în scoarța Pământului, înscriindu-se în categoria plutonilor discordanți. Dimensiunea lor în suprafață depășește 100 km²; batholite de dimensiuni apreciabile se întâlnesc în Munții Stâncoși, unde un asemenea corp de granodiorite se întinde pe o suprafață de 1700 km lungime și 80 - 100 km lărgime; cel mai grandios se întâlnește în America de Sud între Țara de Foc și Peru, având dimensiuni de 6000/100 km (Belousov, 1978).

În cazul unor dimensiuni mai reduse corpurile magmatice poartă numele de stock - uri (engl. *stock* - trunchi); prezintă pereți divergenți lărgindu-se și înrădăcinându-se în adâncime; discordanța lor este netă (fig. 60). În masa batholitelor se întâlnesc uneori incluse blocuri de roci de vârsta și litologia celor pe care le străpunge și care poartă numele de xenolite (gr. *xenos* - străin; *lithos* - piatră).

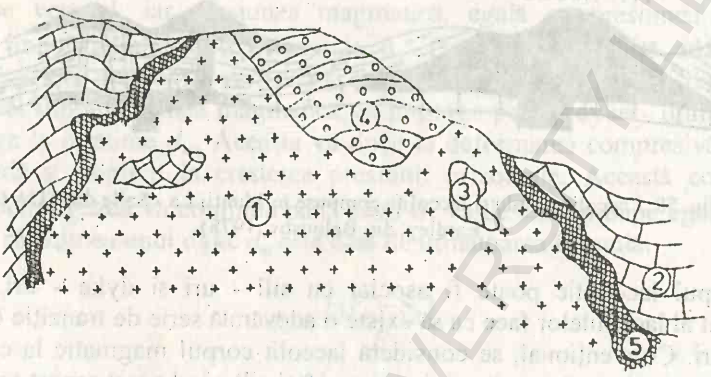


Fig. 60. Corp batholitic de granite:
1 – granite; *2* – calcare permiene; *3* – xenolite calcaroase; *4* – rudite (Jurasic); *5* – aureolă de contact termic.

Delimitarea cartografică a corpurilor intrusive se bazează pe observații de teren prin care se urmărește contactul lor cu rocile înconjurătoare și care se transpun apoi pe harta geologică; studiul acestor contacte ajută nu numai la delimitarea lor cartografică, dar și la stabilirea momentului punerii lor în loc. Contactele pot fi intrusive și de eroziune. Contactele de natură intrusivă se deosebesc prin: prezența unor aureole de metamorfism termic, existența unor apofize în masa rocilor adiacente, cât și prezența xenolitelor. În mod frecvent, aureolele de contact termic sunt mult mai extinse în cazul rocilor acide și foarte reduse la cele bazice; terminologia tipurilor de contact termic ne este oferită de către Mikhailov (1988; fig. 61). Contactele de eroziune dintre corpurile plutonice și rocile sedimentare se caracterizează prin lipsa metamorfismului termic și prezența în rocile de la contact a unor elemente remaniate provenite din distrugerea corpului intrusiv.

Vârsta relativă a corpurilor intrusive se determină după raportul lor cu rocile de contact. Un corp intrusiv va fi mai tânăr decât rocile pe care le metamorfozează sau le include sub formă de xenolite, și mai vechi decât rocile care includ elemente remaniate din el. Așa spre exemplu, în figura 60 vârsta batholitului nu poate fi decât triasică întrucât xenolitele și rocile afectate de metamorfismul termic sunt permiene în timp ce conglomeratele care remaniază elemente din corpul intrusiv sunt de vârstă jurasică.

Structuri magmatice hipoabisale se întâlnesc frecvent atât în eruptivul din Carpații Orientali cât și în cel al Munților Apuseni. În Carpații Orientali, și anume în zona Bârgăului s-au descris atât laccolite cât și sill - uri și dyke - uri, alcătuite din dacite, riolite și andezite (Rădulescu, Dimitrescu, 1982). Ele străbat atât sisturi cristaline cât și depozite sedimentare, mai ales eocen - oligocene; în majoritate,

corpurile magmatice respective prezintă aureole de contact termic, mai mult sau mai puțin importante.

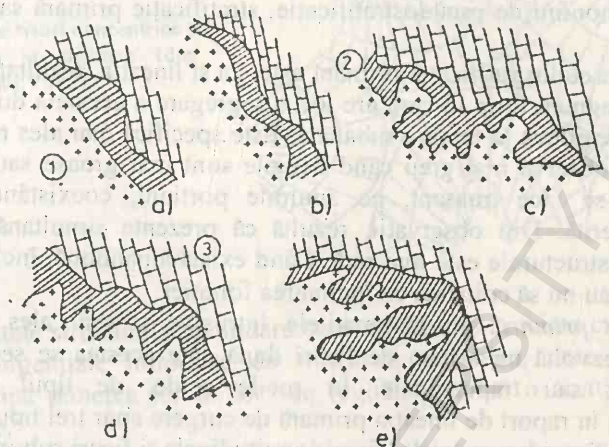


Fig. 61. Tipuri de contacte între corpurile batholitice și rocile gazdă (după Aprodov, din Mikhailov, 1988):
a – liniar; *b* – sinuos; *c* – tubercular; *d* – indințat; *e* – lingviform;
1 – granite; *2* – aureolă de contact termic; *3* – roca gazdă.

4.2.3. Studiul microtectonic al magmatitelor

Un capitol important în cercetarea corpurilor de roci magmatice îl reprezintă analiza microtectonică. Din acest punct de vedere, corpurile magmatice pot prezenta elemente structurale (microstructurale) primare, așa zise endocinetice și elemente structurale secundare sau exocinetice.

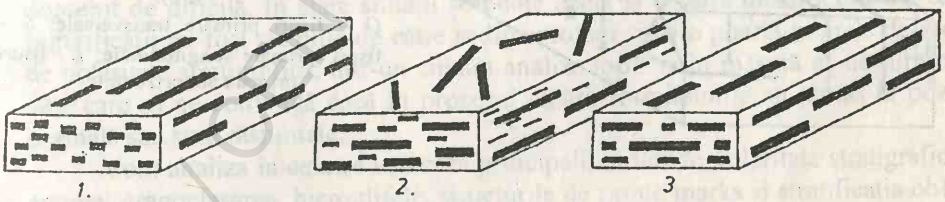


Fig. 62. Elemente microtectonice în rocile magmatice (din Gurău, 1982):
1 – lineație primară de curgere; *2* – foliație plan - paralelă; *3* – lineație în planul foliației primare.

Elementele structurale primare sunt rezultatul mișcării magmei, precum și a procesului ei de solidificare. Acestea sunt: lineația, foliația și fisurația (fig. 62).

Lineația primară de curgere. Este rezultată din orientarea liniară a mineralelor magmatice (amfiboli, piroxeni) deja formate și care se deplasează ca suspensii solide odată cu magma încă lichid - vâscoasă, neconsolidată; în acest fel mineralele capătă direcții lineare, paralele care indică sensul de curgere al magmei.

Foliația primară de curgere. Se materializează prin textura rubanată a rocilor magmatice rezultată din alternanța de benzi de compoziție diferită, uneori de minerale melanocrate alternând cu minerale leucocrate. Ea mai este cunoscută și sub termenii sinonimi de pseudostratificație, stratificație primară sau textură plan-paralelă.

Această pseudostratificație primară este, ca și lineația, rezultată din procesul de curgere a magmei, timp în care are loc o segregare a acesteia după densități; în final, cristalizarea duce la textura rubanată. Este specifică mai ales rocilor bazice și ultrabazice; se observă mai greu când benzile sunt mai groase sau când trecerea dintre ele nu se face tranșant, pe anumite porțiuni, coexistând minerale de compoziție diferită. Din observații, rezultă că prezența simultană a celor două elemente microstructurale este mai rară. Când există amândouă, înclinarea lineației primare poate sau nu să coincidă cu înclinarea foliației.

Fisurația primară. În magmatitele intrusive și mai ales în zonele lor periferice se dezvoltă un sistem de fisuri după care acestea se separă în blocuri paralelipipedice sau trapezoidale. În rocile acide, de tipul granitelor sau granodioritelor, în raport de lineația primară de curgere apar trei tipuri de asemenea fisuri și anume: fisuri transversale, fisuri longitudinale și fisuri suborizontale, notate după Cloos cu *Q*, *S* și *L* (fig. 63).

Fisurile transversale sunt fisuri de tensiune, perpendiculare pe lineația primară de curgere și aproape verticale; fisurile longitudinale sunt paralele cu lineația primară de curgere și au înclinare mare; fisurile suborizontale aproape coincid cu planele texturilor de rubanare primară. Întregul sistem de fisuri apare pe parcursul solidificării magmei, deci prin răcirea acesteia; fisurile pot fi sterile sau umplute cu aplite și pegmatite.

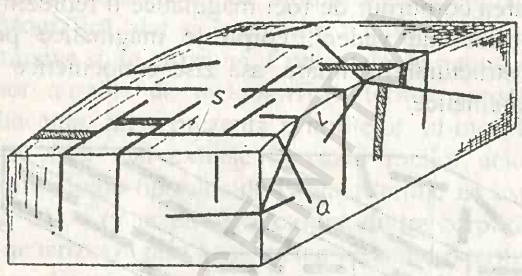


Fig. 63. Sistemul de fisuri primare într-un corp de granite (din Cloos, 1936):
Q – fisuri primare transversale; *S* – fisuri primare longitudinale; *L* – fisuri primare suborizontale.

În cazul rocilor magmatice efuzive sistemul de fisuri endocinetice este specific fiecărui tip petrografic. Astfel, în bazaltele și andezitele bazaltoide se dezvoltă fisuri verticale care separă roca sub formă de coloane pentagonale sau hexagonale. În diabaze se dezvoltă două sisteme de fisuri, unul concentric și paralel după care rocile se desfac sferoidal, și altul radiar - rectiliniu, dispus perpendicular pe primul (fig. 64). Fenomenul de separare columnară nu este pe deplin elucidat; se presupune că ar putea fi vorba de o contracție produsă în timpul răcirii cu reducere de volum și apariția unui sistem de tensiuni, sau, de intervenția unor tensiuni termice uniforme, ca urmare a unei răciri lente.

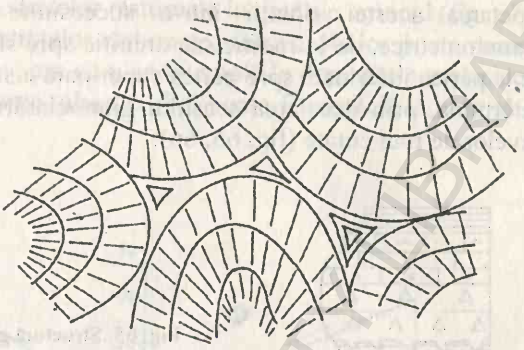


Fig. 64. Sistem de fisuri concentrice și radiar - rectilinii în diabaze (din Gurău, 1982).

Elementele structurale secundare cuprind fisurile asociate cu faliile, datorate tensiunilor tangențiale introduse de mișcările tectonice, care afectează rocile magmatice după punerea lor în loc; de regulă, prezintă o continuitate în rocile înconjurătoare.

Cât privește studiile petrologice - structurale, ele presupun un mare număr de măsurători în teren privind orientarea și înclinarea lineației primare, a foliației și a fisurilor, finalizate prin prelucrarea statistică a datelor și întocmirea de tectonograme, după aceleași principii utilizate și în cazul cercetării metamorfitelor.

4.3. Indicii de polaritate stratigrafică

În cazul structurilor primare succesiunea stratigrafică a depozitelor sedimentare se deduce ușor din poziția lor geometrică, apelându-se la principiul superpoziției. În condițiile în care formațiunile sunt cutate și mai ales când nu se dispune de argumente paleontologice stabilirea ordinii lor stratigrafice devine deosebit de dificilă. În atare situații se poate apela la o serie de structuri ale căror semnificații au fost stabilite de către sedimentologi și care poartă numele de indici de polaritate stratigrafică; într-un cuvânt analiza lor este în măsură să ne furnizeze date care să ne convingă dacă în procesul cutării formațiunile au rămas în poziție normală sau sunt răsturnate.

Vom analiza în cele ce urmează principalii indici de polaritate stratigrafică și anume: granoclasarea, hieroglifele, structurile de ripple marks și stratificația oblică. Trebuie menționat că indicii în cauză sunt valabili pentru seriile sedimentare; în cazul în care acestea sunt supuse metamorfismului obliterarea lor, este cu atât mai profundă cu cât acesta va fi mai intens. Decelarea lor se mai poate face încă în faza de anki și epimetamorfism, cazul Devonianului din Dobrogea de Nord sau a șisturilor verzi din Masivul Dobrogei Centrale. Pentru domeniul metamorfitelor, indicii de polaritate stratigrafică sunt cu totul de altă natură, respectiv microtectonici și vor fi tratați la capitolul privind nivelul structural inferior.

Granoclasarea (graded bedding). Este comună multor roci sedimentare și mai ales turbiditelor din fliș. Ea se caracterizează prin scăderea treptată a dimensiunilor elementelor componente de la bază spre partea superioară și

repetarea acestei situații într-o succesiune de strate. Sensul modificărilor granulometrice, de la ruditic sau arenitic spre siltic și apoi lutitic, va fi întotdeauna de la partea inferioară spre partea superioară a stratului; din acest motiv se va putea determina, prin decelarea sensului granoclasării, poziția normală sau răsturnată a stivelor de roci cutate (fig. 65, 66).

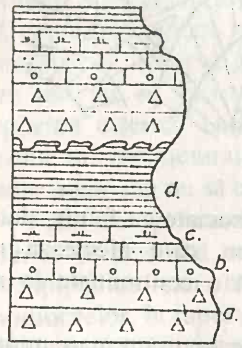


Fig. 65. Structură gradată în Formațiunea de Izvor - Carpații Orientali:
a – biosparite cu aspect microruditic; *b* – sparite și micrite siltitice; *c* – marne siltice; *d* – argile.

Situația aceasta este valabilă pentru cazurile în care granoclasarea este vizibilă în teren, macroscopic. În situația în care aceasta nu se poate sesiza cu ochiul liber, unii autori (Mocanu, 1967) au propus studiul granulometric. Anume, dintr-o succesiune se ia cel puțin un strat secvență din care se probează minimum trei eșantioane care sunt analizate granulometric. Un strat - secvență reprezintă volumul de sedimente transformat ulterior în rocă, depus într-un interval de timp pe un spațiu în care condițiile de sedimentare au rămas aceleași; stratul - secvență este separat de suprafețele de stratificație care trădează modificări în condițiile de depunere a materialului.

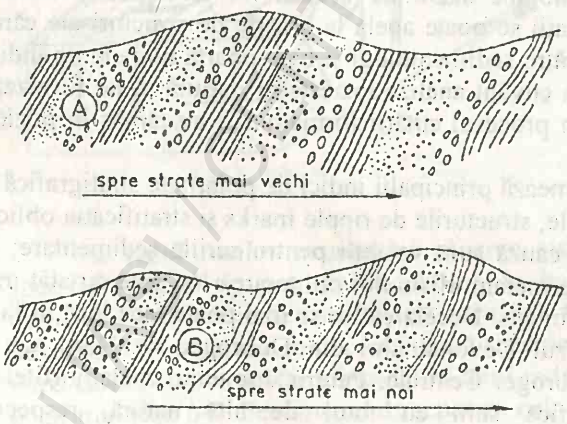


Fig. 66. Criteriul granoclasării utilizat în stabilirea poziției stratelor și a structurilor plicative:
A – strate normale; *B* – strate răsturnate.

Din curba granulometrică a probelor se alege o anumită clasă și se observă variația participării procentuale a acesteia, din bază spre partea superioară, în sens geometric, a stratului - secvență; din figura 67 se observă cum în cazul în care există granoclasare în poziția normală, curba granulometrică este înclinată în sens

invers căderii stratului, iar în cazul stratelor răsturnate înclinările coincid (fig. 67 *B*). Este de remarcat însă că, în cazul stratelor răsturnate, alura curbelor poate coincide și cu o granoclasare de sens negativ, așa cum se întâmplă la depozitele molasice. În cazurile în care granoclasarea lipsește, alura curbei poate fi paralelă la abscisă sau poate avea oricare altă poziție.

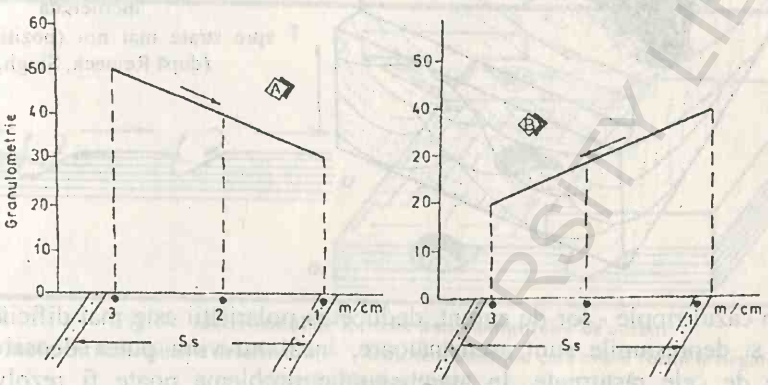


Fig. 67. Determinarea polarității stratigrafice prin intermediul stratificației gradate probate prin analiza granulometrică (după Mocanu, 1967):
1, 2, 3 – probe; *Ss* – strat secvență și înclinarea lui; *A* – strat normal; *B* – strat răsturnat.

Ripple marks și laminația oblică. Structurile de ripple reprezintă ondulații produse de mișcarea apei sau aerului peste sedimente. Forma lor depinde de viteza curentului, granulometria materialului și persistența unei anume direcții de mișcare a vectorului de transport.

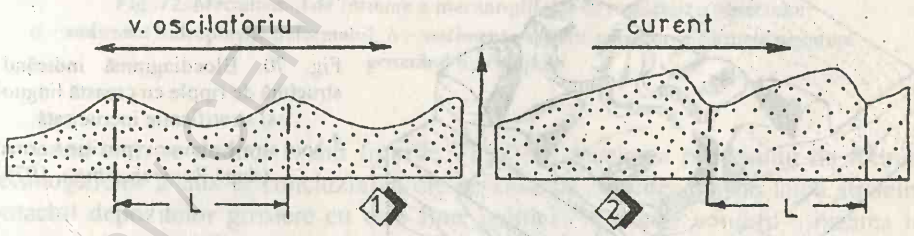


Fig. 68. Structuri de ripple marks simetrice (*1*) datorate mișcării oscilatorii și asimetrice (*2*) determinate de curenți:
L – lungimea de undă; ↑ polaritatea stratelor.

Când lungimea de undă a unei structuri de ripple depășește 50 - 60 cm, se consideră megaripple, în timp ce, dunele reprezintă superripple; ele pot fi simetrice când vectorul de transport este oscilant și asimetrice în cazul curenților (fig. 68). În cazul structurilor simple de ripple asimetrice, laminele care mulează ridurile ascuțite îndreptate în sus vor fi întotdeauna mai noi.

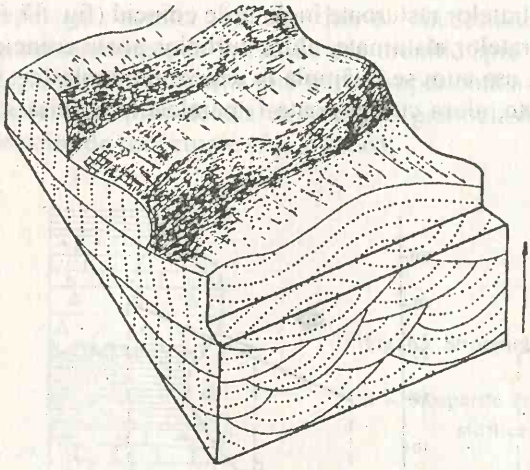


Fig. 69. Blocdiagramă indicând o structură de ripple cu creastă ondulată și stratificație încrucișată:
↑ spre strate mai noi (poziție normală) (după Reineck, Singh, 1975).

În cazul ripple - lor de curent, deducerea polarității este mai dificilă întrucât ridurile și depresiunile sunt asemănătoare, încât nu vom putea deosebi stratele normale de cele răsturnate. În atare situație problema poate fi rezolvată dacă intervine și laminația oblică - pentru că, se știe, în timpul sedimentării structurile de ripple pot migra unele peste altele determinând o asemenea laminație; laminația încrucișată (cross lamination) poate fi la scară mică sau la scară mare; ea este de o mare importanță în determinarea polarității structurale, respectiv dacă stratele sunt normale sau răsturnate, luând în calcul două criterii: unul după care orice lamină frontală este trunchiată de una mai nouă și, în al doilea rând, laminele au întotdeauna o concavitate îndreptată în sus, adică privesc de asemenea spre strate mai noi (fig. 69, 70).

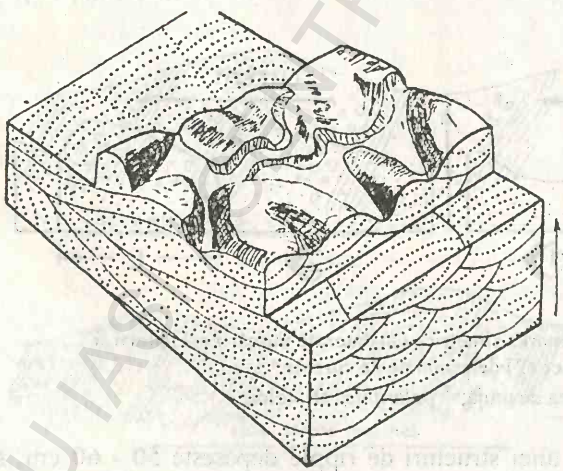


Fig. 70. Blocdiagramă indicând o structură de ripple cu creastă linguoidă și stratificație încrucișată:
↑ spre strate mai noi (poziție normală) (după Reineck, Singh, 1975).

BCU IAȘI - CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Hieroglifele. Sunt neregularități ale suprafețelor de strat determinate de cauze mecanice, chimice sau biogene, constituind mecanoglifele, chemoglifele și bioglifele. Dintre acestea doar mecanoglifele prezintă polaritate; ele se clasifică în mecanoglife de eroziune a curenților (turboglife), de transport al obiectelor (xinmoglife) și de tasare (teggoglife).

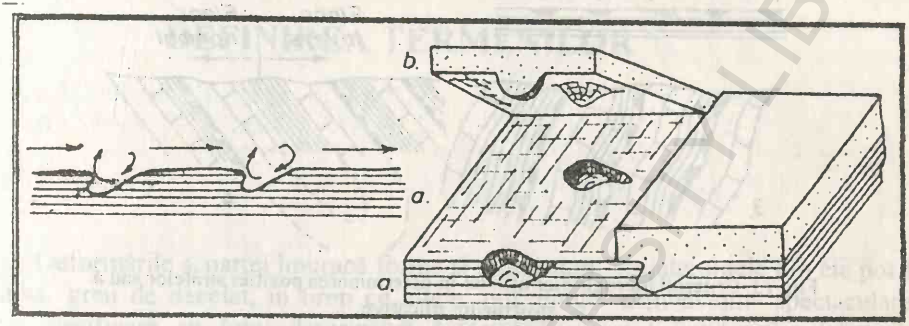


Fig. 71. Mecanismul de formare a mecanoglifelor de curent:
a – sediment hidroplastic deformabil; *b* – sediment psamitic care copie formele negative generând hieroglifele.

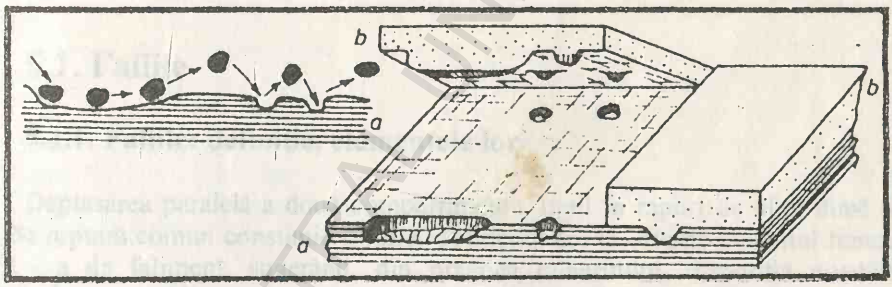


Fig. 72. Mecanismul de formare a mecanoglifelor de transport a obiectelor:
a – sediment hidroplastic deformabil; *b* – sediment psamitic care copie formele negative generând hieroglifele.

Așa cum se deduce și din figurile 71 și 72, decelarea procesului de formare a mecanoglifelor a dus la concluzia că ele se situează întotdeauna pe talpa stratelor la contactul depozitelor grosiere cu cele fine, pelitice. În aceste condiții utilizarea lor a devenit indispensabilă în descifrarea structurilor legate de depozitele de flis unde criteriul biostratigrafic de stabilire a superpoziției este mai anevoios. Pe seama hieroglifelor se pot stabili nu numai succesiunile normale sau răsturnate, dar chiar și elementele plicative în seriile litologice monotone (fig. 73).

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

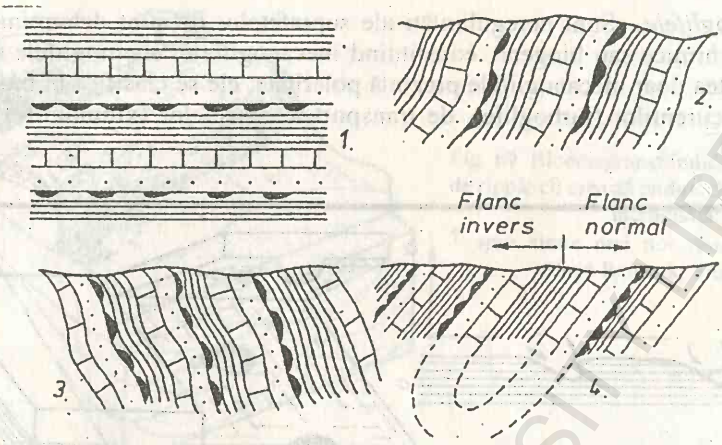


Fig. 73. Criteriul hieroglifelor utilizat în determinarea poziției stratelor sau a structurilor plicative:

1 – strate orizontale; *2* – strate normale; *3* – strate răsturnate; *4* – structură sinclinală deversată și poziția hieroglifelor; în flancul normal, hieroglife în poziție obișnuită; în flancul invers hieroglifele "privesc spre cer"

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5. STRUCTURILE TECTONICE. DEFINIREA TERMENILOR

Deformările scoarței îmbracă forme și dimensiuni variate; unele din ele pot fi minime, greu de decelat, în timp ce altele, pot atinge dimensiuni spectaculare. Într-o clasificare cu totul descriptivă deformările se pot împărți *în deformări discontinue*, caracterizate prin plane de fractură, numite și disjunctive, formând faliile, și *deformări continue*, care constituie domeniul cutelor. Între cele două categorii de deformări există, în realitate, o trecere continuă.

5.1. Faliile

5.1.1. Faliile: definiție, elementele lor

Deplasarea paralelă a două compartimente, unul în raport de altul după un plan de ruptură comun constituie o *falie*. Termenul are la origine cuvântul francez *faillir* - a da faliment, sugerând, din practica mineritului, dispariția nivelului urmărit. La orice falie se disting o serie de elemente a căror cunoaștere oferă atât informații asupra anvergurii fenomenelor tectonice cât și date de utilitate practică (fig. 74).

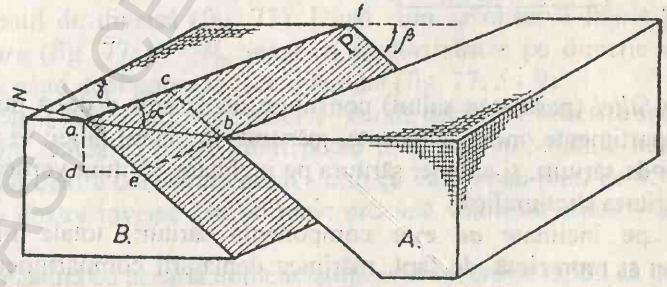


Fig. 74. Elementele unei falii:
P – planul de falie; *af* – direcția faliei; *ab* – săritura totală; *ac* – săritura pe direcție; *ae* – săritura pe înclinare; *ad* – săritura pe verticală; *de* – săritura orizontală; α – unghiul de pitch; *A* – acoperiș; *B* – culcuș; β – înclinarea faliei; γ – orientarea direcției faliei.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Planul de falie P reprezintă suprafața după care are loc deplasarea celor două compartimente formate prin fracturarea unei stive de roci.

Direcția faliei af este linia rezultată din intersecția planului de falie cu un plan orizontal.

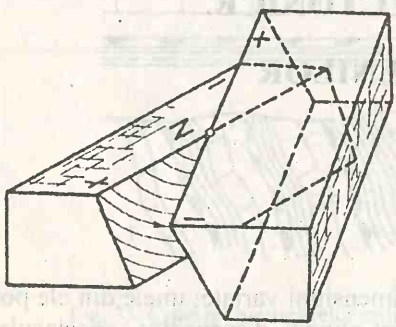


Fig. 75. Falie generată prin mișcare de rotație; *N* – nodul de falie.

Orientarea direcției faliei γ reprezintă unghiul format între nord și direcția faliei (af).

Înclinarea faliei β este unghiul diedru format între planul de falie și planul orizontal.

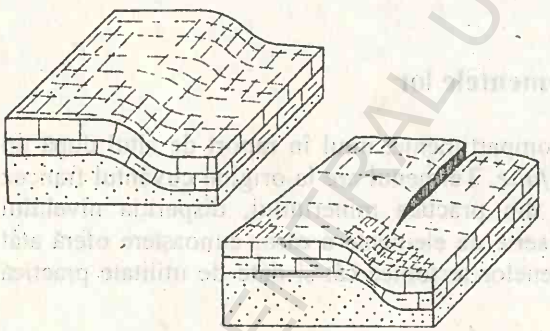


Fig. 76. Flexură și tranziția ei spre o deformare disjunctivă (falie).

Săritura faliei (pasul sau saltul) constituie deplasarea a două puncte de pe cele două compartimente, inițial adiacente, măsurată în planul faliei; se disting mai multe categorii de sărituri, și anume: săritura pe înclinare, săritura verticală, săritura orizontală și săritura stratigrafică.

Săritura pe înclinare *ae* este componenta săriturii totale măsurată pe înclinarea faliei și reprezintă, de fapt, mărimea deplasării compartimentelor după linia de cea mai mare pantă din planul de falie.

Săritura verticală *ad* este componenta pe verticală a săriturii pe înclinare și semnifică diferența de altitudine dintre cele două compartimente deplasate.

Săritura orizontală sau transversală *de* este componenta pe orizontală a săriturii pe înclinare; materializează mărimea deplasării compartimentelor măsurată în plan orizontal.

Săritura stratigrafică *Ss* (fig. 80) exprimă mărimea deplasării compartimentelor măsurată după planul de cea mai mare pantă a stratelor; în cazul stratelor orizontale ea este egală cu săritura verticală. Când înclinarea planului de falie este sub 90° atunci se deosebesc un compartiment din *culeuș B* și un compartiment din *acoperiș A*.

De notat că, deplasarea compartimentelor după planul de falie se face după o mișcare de translație; în acest caz toate liniile din compartimentele opuse, care inițial erau în continuitate rămân paralele după faliere. Pot exista însă și mișcări de rotație, situație în care aceste linii nu mai rămân paralele. Rotirea compartimentelor se face după un ax perpendicular pe planul de falie (fig. 75). La asemenea falii, sărăturile sunt variabile în lungul faliei, se anulează în punctul în jurul căruia se face rotirea (*nodul de falie*) și chiar se inversează; este vorba, de fapt, de o *falie în foarfece*.

Există cazuri când începutul compartimentării unui pachet de strate se face prin simpla îndoire a acestuia, când suntem în prezența unei *flexuri*. În acest caz, partea care leagă cele două compartimente se numește *flanc de racordare*; prin creșterea tensiunilor flancul de racordare se poate lamina până la dispariție, flexura trecând în falie (fig. 76).

5.1.2. Nomenclatura faliilor

Faliile se clasifică după criterii geometrice și genetice. Vom prezenta, deocamdată, categoriile de falii după criteriul geometric. Clasificările geometrice se fac după: unghiul de înclinare a planului de falie, înclinarea în planul de falie a săriturii totale, adică după pitch, deplasarea aparentă pe planul de falie, poziția faliei în raport cu rocile înconjurătoare și după modul lor de asociere. Stratele afectate de falii pot fi orizontale, înclinate sau cutate.

a) După unghiul de înclinare a planului de falie pot fi: falii înclinate și falii verticale.

Faliile înclinate. În cazul acestora planul de falie face un unghi ascuțit cu planul orizontal. Din conjugarea criteriului privind înclinarea în planul de falie a săriturii totale cu deplasarea aparentă a compartimentelor rezultă o nomenclatură a faliilor destul de diversă (fig. 77). După cum se observă faliile pot fi în aceste cazuri: *pure* (fig. 77; *1 - 4*), adică cu sărături stricte pe direcție sau înclinare, și *combinate* când deplasarea se face diagonal (fig. 77; *5 - 9*).

În cazul faliilor normale inverse sau de decroșare senestre sau dextre, adică a faliilor pure, valoarea pitch - ului poate fi 0° sau 90°. Faliile normale și inverse senestre sau dextre corespund pitch - ului cu valori mai mari de 45°, iar decroșările senestre și dextre inverse sau normale prezintă valori ale pitch - ului mai mici de 45°.

În legătură cu această nomenclatură este de reținut faptul că la faliile normale, cunoscute și sub numele de falii gravitaționale, compartimentul din acoperiș a suferit o deplasare în jos, în timp ce la cele inverse, aceeași mișcare o suferă compartimentul din culcuș. De aici rezultă că la faliile inverse termenii mai vechi stratigrafici tind să se dispună peste termenii mai noi, provocând deci o încălecare; din acest motiv, faliile inverse se mai numesc și falii de încălecare. Faptul acesta are o deosebită semnificație practică deoarece, în cazul unui foraj, care va traversa o

falie normală sau inversă, din coloană vor lipsi anumiți termeni în primul caz în timp ce în cel de al doilea caz, unii din ei vor fi străpunși de două ori (fig. 78); unii autori vorbesc în asemenea situații de caracterul substractiv al faliilor normale și adițional al celor inverse.

Este de reținut că, în cazul faliilor normale, săritura orizontală indică cu cât s-au îndepărtat cele două compartimente, motiv pentru care ea mai poartă și numele de *deschiderea faliei* (fig. 79). În situația faliilor inverse, săritura orizontală arată cu cât s-au apropiat și suprapus compartimentele; ca urmare ea mai poartă numele și de *acoperirea faliei*.

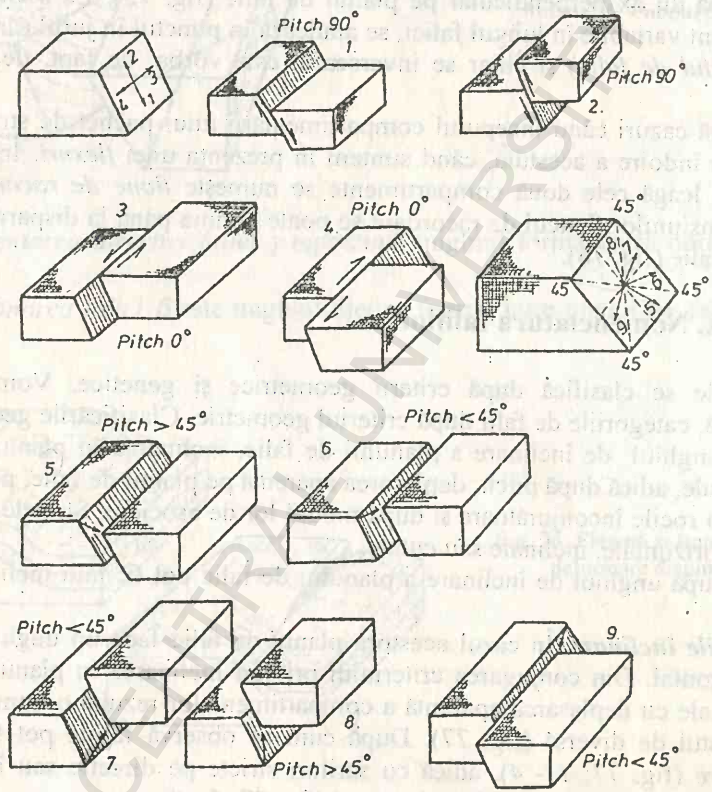


Fig. 77. Diferite categorii de falii înclinate (după Mattauer, 1980):
1 – falie normală; *2* – falie inversă; *3* – decroșare senestră; *4* – decroșare dextră; *5* – falie normală senestră; *6* – decroșare senestră normală; *7* – decroșare senestră inversă; *8* – falie inversă senestră; *9* – decroșare dextră normală.

Diferitele tipuri de sărituri amintite pot fi calculate pe baza unor relații trigonometrice, utilizându-se valoarea săriturii pe înclinare, unghiul de înclinare a faliei, unghiul de înclinare a stratelor și săritura stratigrafică (fig. 80). Astfel, din relațiile trigonometrice aplicate în triunghiurile din figura 80, valoarea acestor sărituri este următoarea:

$$S_s = S_i \cdot \sin(\beta - \alpha);\ S_v = S_i \cdot \sin\beta;\ S_o = S_i \cdot \cos\beta$$

$$S_i = \frac{S_s}{\sin(\beta - \alpha)}$$

• Categorii aparte de falii derivă din raportul lor cu rocile înconjurătoare și care se referă, fie la relația dintre înclinarea stratelor și înclinarea faliei, fie dintre direcția acesteia și direcția stratelor. Când înclinarea faliei este în același sens cu înclinarea stratelor falia este *conformă*, iar în situația inversă falia este *contrară* (fig. 81, 82).

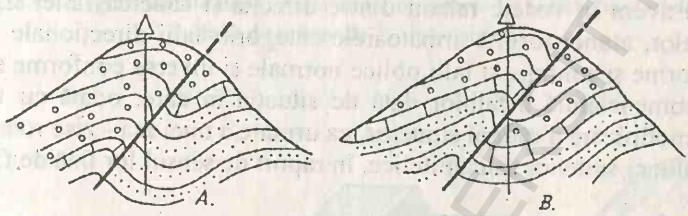


Fig. 78. Caracterul adițional și substractiv al faliilor inverse și normale:
A – falie normală; *B* – falie inversă.

• Din punct de vedere al raportului dintre direcția faliei și direcția stratelor se deosebesc falii *direcționale*, falii *oblice* sau *diagonale* și falii *transversale*. La faliile direcționale direcția stratelor corespunde cu orientarea faliei, la cele oblice orientarea faliei face cu direcția stratelor un unghi ascuțit, iar la cele transversale un unghi de aproape 90°. Un caz particular îl reprezintă faliile pe stratificație, la care atât direcția cât și înclinarea faliei corespund cu direcția și înclinarea stratelor (fig. 83, 84).

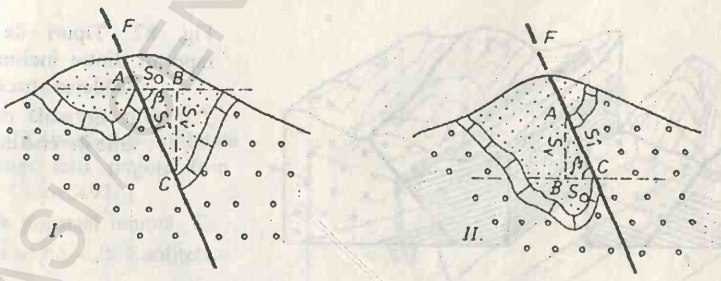


Fig. 79. Săriturile faliilor în secțiune:
I – falie normală; *AC* – săritura pe înclinare; *BC* – săritura verticală; *AB* – săritura orizontală (deschiderea faliei); *II* – falie inversă; *AC* – săritura pe înclinare; *AB* – săritura verticală; *BC* – săritura orizontală (acoperirea faliei); *β* – unghiul de înclinare a faliei.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

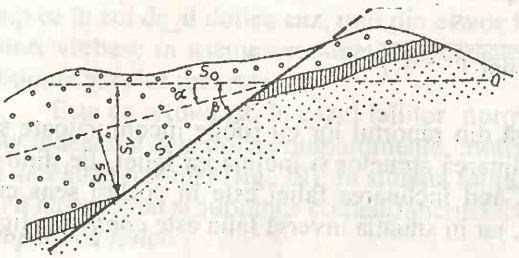


Fig. 80. Elementele de calcul ale săriturilor unei falii (din Buialov, 1973): *Ss* – săritura stratigrafică; *So* – săritura orizontală; *Sv* – săritura verticală; *Si* – săritura pe înclinare; *β* – unghiul de înclinare a faliei; *α* – înclinarea stratelor; *O* – orizontala.

• Dacă avem în vedere relația dintre direcția și căderea faliei și direcția și căderea stratelor, atunci rezultă următoarele categorii: falii direcționale normale și inverse, conforme și contrare și falii oblice normale și inverse conforme și contrare. Există și o nomenclatură a faliilor dată de situația în care, odată cu falierea, se produce și o modificare a căderii stratelor, ca urmare a unei așa - zise rotații externe. Faliile sunt atunci sintetice sau antitetice, în raport de sensul lor față de falia majoră (fig. 85).

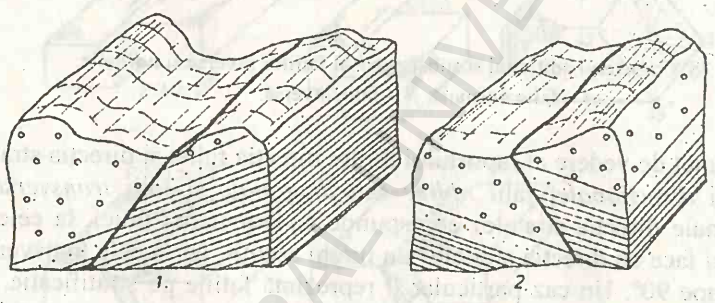


Fig. 81. Tipuri de falii după raportul dintre înclinarea planului de falie și căderea stratelor: *1* – falie normală conformă; *2* – falie inversă conformă.

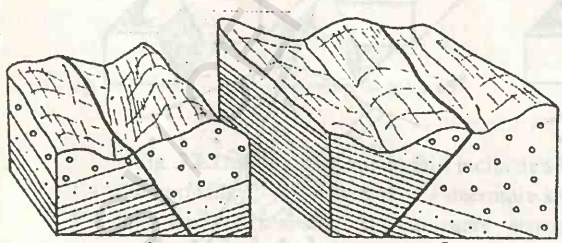


Fig. 82. Tipuri de falii după raportul dintre înclinarea faliei și căderea stratelor: *1* – falie normală contrară; *2* – falie inversă contrară.

Faliile verticale. Aceste falii au planul de ruptură la verticală. Ele pot afecta, ca și faliile înclinate, atât strate orizontale cât și strate cutate. Nomenclatura lor față de cele înclinate este mult simplificată (fig. 86). Se vor deosebi falii *verticale de decroșare*, falii *verticale direcționale*, *oblice* și *transversale*; alte categorii nu se vor putea decela decât dacă se cunoaște pitch - ul striurilor.

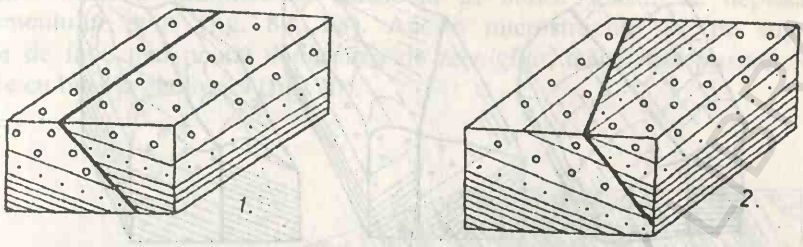


Fig. 83. Categorii de falii după relația dintre orientarea lor și direcția stratelor:
1 – falie direcțională; *2* – falie oblică.

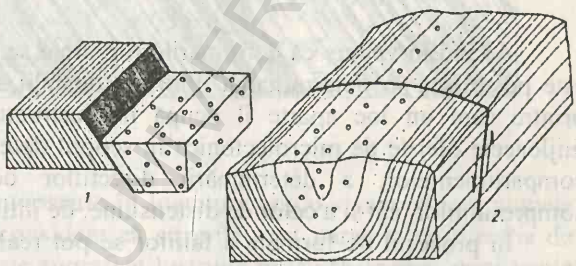


Fig. 84. Falie pe stratificație (*1*) și falie transversală afectând o structură sinclinală (*2*).

b) După cum aminteam la început, faliile se mai clasifică și după modul lor de asociere, atunci când suntem în prezența unor grupări de falii. Din acest punct de vedere se disting falii *în releu*, falii *paralele*, falii *concentrice* și falii *radiare*; termenii derivă din aspectul lor cartografic.

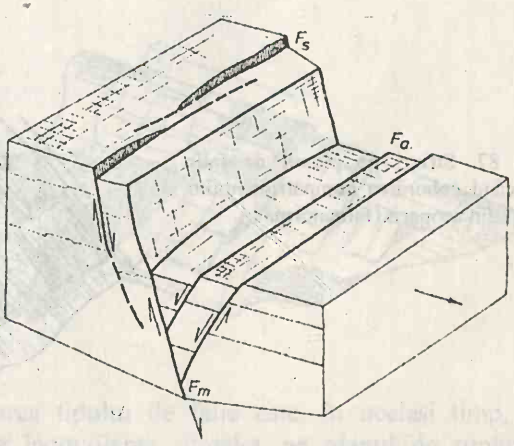


Fig. 85. Falii sintetice și antitetice asociate unei falii majore (din Cloos, 1936):
Fm – falie normală majoră; *Fs* – falii sintetice; *Fa* – falii antitetice.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

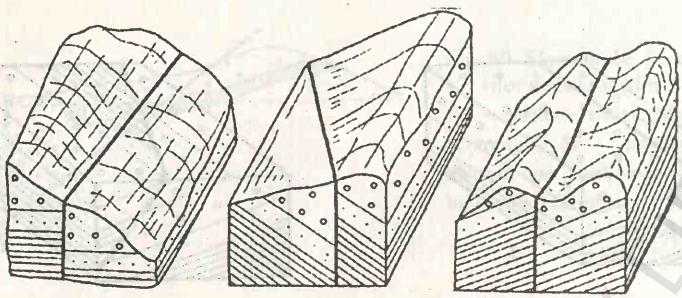


Fig. 86. Falie verticală în strate orizontale, oblică și direcțională în strate cutate.

5.1.3. Determinarea sensului de deplasare a compartimentelor de falie

Având în vedere că deformările rupturale se produc simultan la toate scările, este posibil ca în determinarea tipurilor de falii să fie utilizate mijloace variate, printre care un loc aparte îl ocupă microstructurile. În esență, este vorba de mijloacele oferite de microtectonică în scopul determinării sensului de deplasare a compartimentelor, a determinării direcțiilor de scurtare, adică a sensului compresiunilor, cât și a celor de distensiune, de întindere.

În procesul de formare a faliilor se pot realiza o serie de microstructuri cu elemente de polaritate, cum sunt striurile, microstructurile de recristalizare, cel mai adesea calcitice, sau de dizolvare cum sunt stilolitele, precum și fisuri care acompaniază fracturile majore.

Tectoglifele și cârligul faliei. În momentul deplasării compartimentelor, fără apropiere sau îndepărtare, între ele se produce un fenomen de frecare, încât planul de falie pe anumite zone este șlefuit, formându-se oglinzile de fricțiune sau oglinzile de falie.

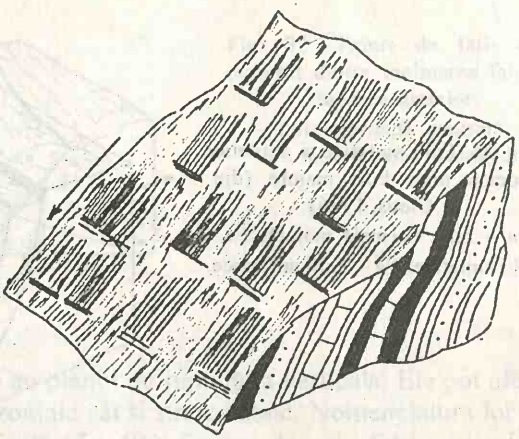


Fig. 87. Striuri pe planul de falie indicând coborârea compartimentului din acoperis (falie normală).

Pe suprafața acestor oglinzi se disting o serie de striuri (slickenlines) care se

pot termina cu un capăt mai îngroşat sau pot prezenta în relief o terminaţie bruscă. Terminaţia bruscă a striaţiilor se consideră că indică sensul de deplasare a compartimentului opus (fig. 87, 88). Aceste microstructuri de pe suprafaţa oglinzilor de falie mai poartă denumirea de *tectoglife*; măsurarea poziţiei lor se poate face cu busola geologică (fig. 90).

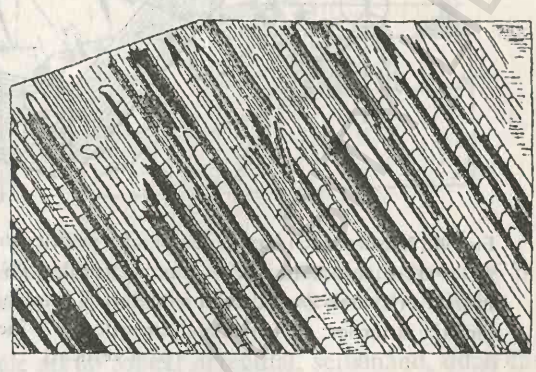


Fig. 88. Plan de falie cu oglindă de frictiune şi striuri (după o fotografie din Spencer, 1988).

Suprafeţele lustruite sunt cunoscute în literatura anglo - saxonă sub numele de *slickenside*. Este firesc să se considere că striurile sunt paralele cu direcţia de mişcare a compartimentelor. Aceste suprafeţe lustruite prezintă uneori mici trepte îndreptate într-o singură direcţie şi, în general, perpendiculare pe striuri (fig. 89). În mod axiomatic s-a considerat că treptele respective sunt îndreptate în direcţia blocului opus. O serie de autori însă (Paterson, 1958; Norris, Barron, 1969 în Hobbs *et al.*, 1976) au arătat prin experimente că aceste structuri în trepte se pot forma şi în sensul invers mişcării blocului opus; se deduce de aici că nu există totuşi o regulă generală care să controleze semnificaţia cinematică a acestor trepte.

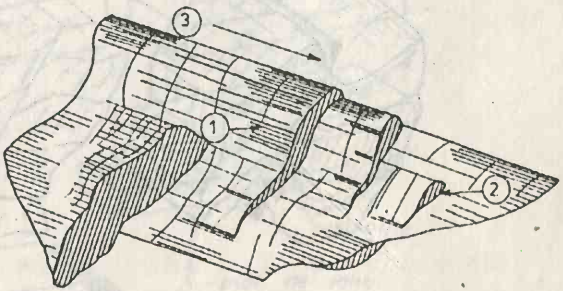


Fig. 89. Fragment de argilit cu striuri (slickenlines) si trepte (după Graham din Hobbs *et al.*, 1976): *1* – striuri; *2* – trepte; *3* – direcţia probabilă de deplasare a blocului opus.

Un indiciu pentru determinarea tipului de falie este, în acelaşi timp, şi cârligul (pipa) faliei determinat de încovoierea stratelor pe planul de ruptură, conform cu sensul deplasării compartimentelor (fig. 91).

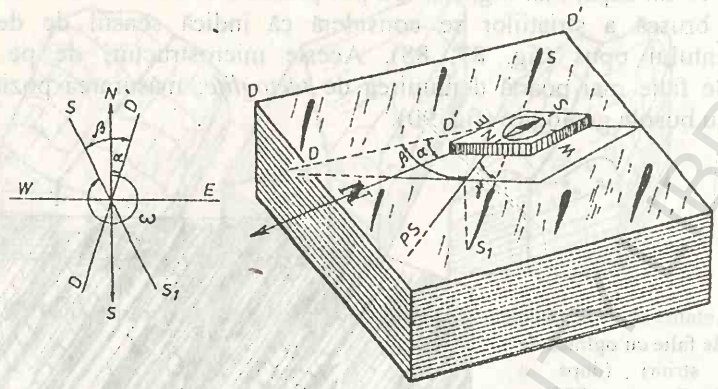


Fig. 90. Măsurarea cu busola geologică a poziției striurilor dintr-un plan de falie: *DD'* – direcția stratelor; *SS'* – direcția striurilor; *PS* – proiecția direcției striurilor în plan orizontal; α – direcția stratelor; β – unghiul dintre direcția stratelor și direcția striurilor; ϖ – orientarea striurilor; γ – înclinarea striurilor (măsurat în plan vertical).

Microstructurile de recristalizare și disoluție. În cazul în care compartimentele suferă în deplasarea lor o ușoară îndepărtare pe planul de falie apar recristalizări calcitice cu structură liniară paralele striurilor descrise anterior. Acestea poartă numele de *striuri de recristalizare*, iar forma lor poate indica direcția de deplasare a compartimentelor. În fine, poate avea loc o apropiere între compartimente, o oarecare întrepătrundere, când se produce o dizolvare sub presiune; în asemenea situație se formează *stilolitele* (gr. *stylos* - coloană). Apariția lor este posibilă numai în roci capabile de a suferi dizolvări, cum este cazul calcarelor și dolomitelor.

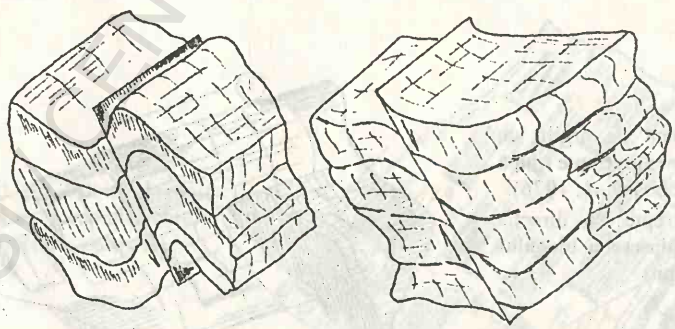


Fig. 91. Cârligul faliei în cazul unei falii inverse și normale.

Stilolitele apar când planele de falie sunt afectate de neregularități, adică de mici abrupturi și care vin în contact prin tensiuni compresionale sub influența cărora se fac dizolvările, rezultând niște suturi de tip cranian (fig. 92). Dacă intervin

tensiuni de întindere, neregularitățile creează cavități cu recristalizări calcitice (geode), ceea ce probează existența unor falii normale (fig. 93).

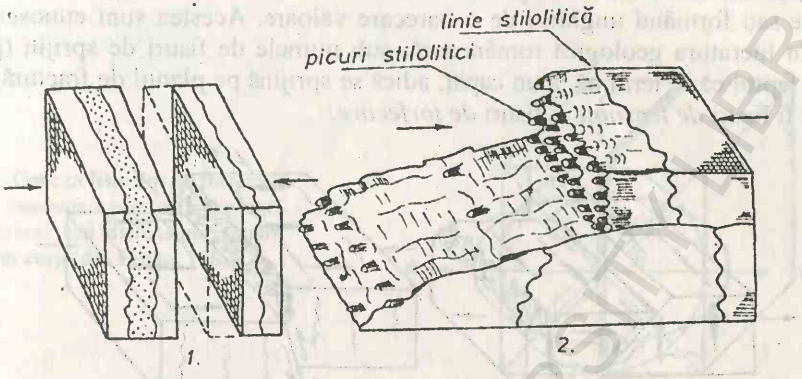


Fig. 92. Geneza și elementele stilolitelor (după Aubouin, Brousse, Lehman, 1975):
1 – geneza stilolitelor cu spațiul supus dizolvării; *2* – elementele stilolitelor.

Ca linie generală, stilolitele au un aspect neregulat, semănând, după cum am văzut, cu o sutură craniană, care este întotdeauna perpendiculară pe direcția de stress. În detaliu, ele prezintă mici coloane cilindrice ale căror axe (picuri stilolitice) sunt în același sens cu direcția de stress.

Se disting, de obicei, două categorii de stilolite, stilolite cu picuri verticale și cu picuri orizontale. În cazul picurilor verticale, alura generală a stilolitelor este paralelă cu stratificația, ceea ce demonstrează că avem de a face cu o distensiune, întrucât, axul de scurtare este vertical, situație specifică faliilor normale. Când aspectul general al picurilor orizontale determină o linie stilolitică perpendiculară pe stratificație, atunci, situația derivă dintr-un stress de compresiune indicând prezența unei falii inverse (fig. 94).

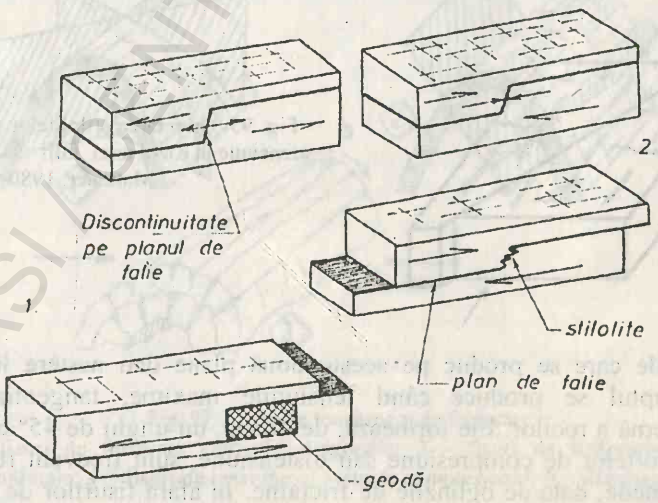


Fig. 93. Mecanismul genetic al microstructurilor de recristalizare (geode) în cazul distensiunilor (*1*) și a celor de dizolutie (stilolite) în compresiune (*2*).

Fisurile de sprijin. Este de amintit, în sfârșit, că la scară microtectonică se creează ca urmare a eforturilor tectonice și fisuri deschise care ulterior sunt umplute cu calcită sau cuarț. Ele acompaniază fracturile majore, fiind cu acestea din urmă paralele sau formând unghiuri de o oarecare valoare. Acestea sunt cunoscute, cel puțin în literatura geologică românească, sub numele de fisuri de sprijin (penate) pentru faptul că se termină la un capăt, adică se sprijină pe planul de fractură major; ele pot fi fisuri *de tensiune* și fisuri *de forfecare*.

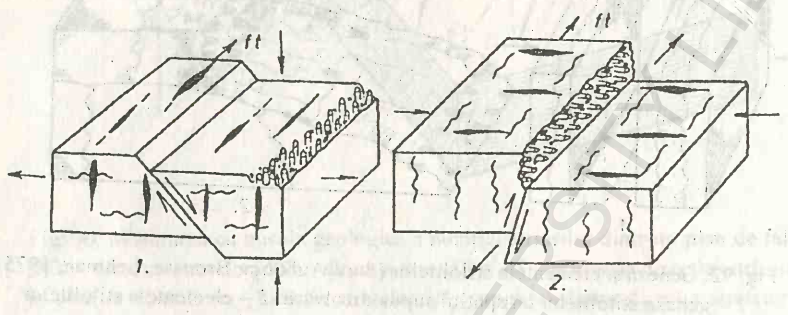


Fig. 94. Stilolite și fisuri indicând orientarea tensiunilor tectonice (după Mattauer, 1980): *1* – stilolite cu picuri verticale - falie normală; *2* – stilolite cu picuri orizontale - falie inversă; *ft* – fisuri de tensiune.

Considerând o sferă imaginară înscrisă într-un eșantion de rocă asupra căruia acționează fie compresiuni fie distensiuni, sfera se va deforma, luând forma unui elipsoid cu axele *A*, *B*, *C* (fig. 96). Suprafețele plane, circulare ale elipsoidului, separă, după cum se vede în figura 96, patru sectoare: două din ele se deplasează paralel cu axa *C* spre interiorul elipsoidului, în timp ce alte două se mișcă spre exterior, după axa *A*; din acest motiv, primele două poartă numele *de cadrane de compresiune*, iar celelalte două *cadrane de dilatare*.

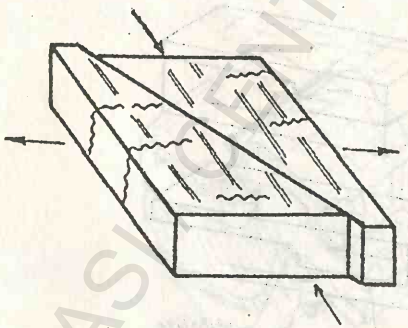


Fig. 95. Orientarea stilolitelor și a fisurilor de tensiune în cazul unei falii de decrosare (din Mattauer, 1980).

Mișcările care se produc pe aceste două plane dau naștere la fisurile de forfecare. Faptul se produce când tensiunile maxime, tangențiale depășesc rezistența internă a rocilor. Ele formează, de obicei, un unghi de 45° cu direcția de exercitare a forțelor de compresiune sau distensiune, sunt frecvent rectilinii și cu suprafețele netede, date de oglinzile de frictiune. În afara fisurilor de forfecare, se dezvoltă și fisuri de tensiune, a căror orientare este paralelă în raport cu compresiunile și perpendiculară pe distensiuni; sunt sinuoase și nu au pereții netezi.

Din observații reiese că, în general, se dezvoltă un singur sistem de fisuri de forfecare, cel de al doilea, rămânând abia schițat.

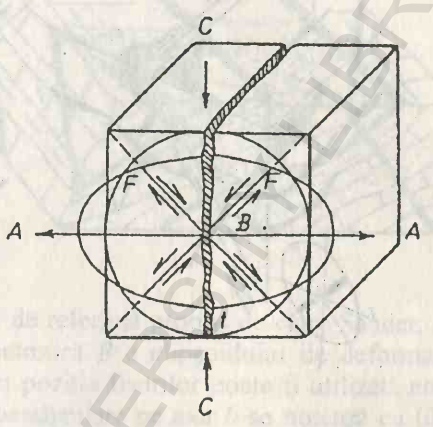


Fig. 96. Geneza fisurilor de forfecare *F* și de tensiune *t* prin acțiunea unei compresiuni sau distensiuni asupra unui corp (din Gurău, 1982).

Fisurile de sprijin pot fi utilizate pentru determinarea sensului de mișcare a compartimentelor de falie. Astfel, în cazul unor falii normale, atât fisurile de forfecare cât și cele de tensiune sunt paralele într-un plan orizontal, dar primele cad în același sens cu planul de falie principal, pe când ultimele au o cădere de sens opus (fig. 98). În cazul faliilor inverse, în lungul planului de falie, fisurile de forfecare au o cădere contrară, iar cele de tensiune sunt conforme.

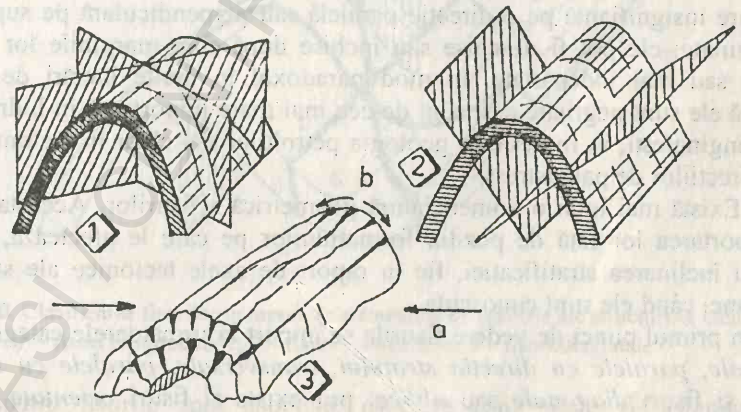


Fig. 97. Fisuri de tensiune si de forfecare:
1 – fisuri de forfecare verticale, diagonale; *2* – fisuri de forfecare înclinate, longitudinale; *3* – fisuri de tensiune; *a* – stress compresional; *b* – distensiuni locale.

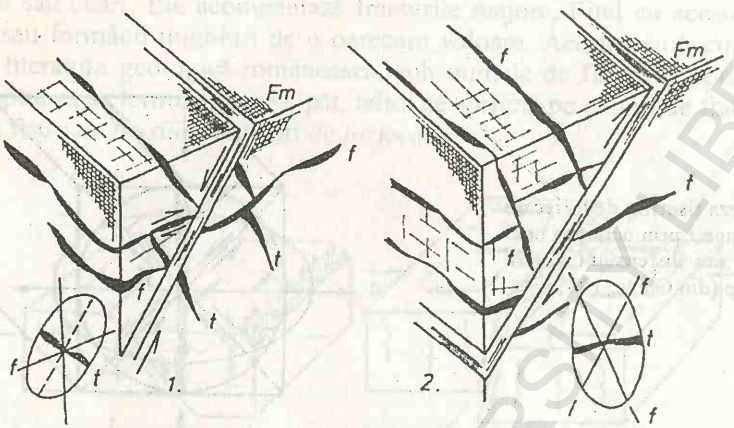


Fig. 98. Orientarea fisurilor de sprijin în raport de tipurile de falii (după Volfson, din Gurău, 1982):
1 – falie normală; *2* – falie inversă; *Fm* – falie majoră; *f* – fisuri de forfecare; *t* – fisuri de tensiune.

5.2. Fisurile

Fisurile (engl. *joints*) reprezintă plane de ruptură fără nici o deplasare sau cu o deplasare insignifiantă pe o direcție paralelă sau perpendiculară pe suprafața de discontinuitate; ele pot fi deschise sau închise după cum marginile lor sunt mai apropiate sau mai îndepărtate. În mod paradoxal în multe lucrări de geologie structurală ele sunt neglijate deși sunt de cea mai mare importanță în hidrologie, în lucrările inginerești, în minerit, în geologia petrolului sau chiar în tectonică pentru studiul direcțiilor de paleostress.

a) Există mai întâi o nomenclatură geometrică a fisurilor. Aceasta se referă fie la raportarea lor față de poziția formațiunilor pe care le afectează, respectiv direcția și înclinarea stratificației, fie în raport de axele tectonice ale structurilor cutate atunci când ele sunt cunoscute.

Din primul punct de vedere fisurile se împart în următoarele categorii: fisuri *direcționale*, *paralele cu direcția stratului*, *transversale*, *paralele cu înclinarea stratelor* și fisuri *diagonale* sau *oblice*; pot exista și fisuri *orientate în sensul stratificației* (fig. 99).

În cazul cunoasterii axelor tectonice, șarniera cutei se notează cu *B*, cu *A* axa perpendiculară pe *B* și cu *C* axa perpendiculară pe planul axial *AB*. Față de aceste notații (fig. 100) fisurile longitudinale sunt cele a căror direcție este paralelă cu direcția planului axial *AB*, cele transversale cuprind axele *A* și *C*, iar cele diagonale intersectează axele *B* și *C*.

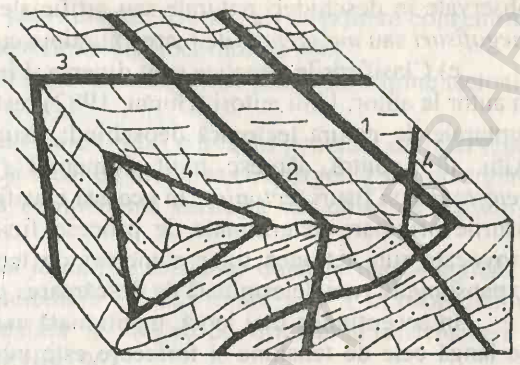


Fig. 99. Clasificarea fisurilor în raport de direcția și înclinarea formațiunilor:
1 – fisuri pe stratificație; *2* – fisuri direcționale; *3* – fisuri transversale; *4* – fisuri oblice sau diagonale.

De multe ori se utilizează sistemul de referință propus de către Sander, *a*, *b*, *c*, în care axa *b* este paralelă cu axa tectonică *B* a elipsoidului de deformare și respectiv cu sarniera cutei, si când pentru poziția fisurilor poate fi utilizată notația cristalografică respectivă: fisurile *ac* perpendiculare pe axa *b* se notează cu (010), fisurile *ab* perpendiculare pe axa *c* se notează cu (001). Se mai obișnuiește chiar utilizarea indicilor lui Muller; în acest caz fisurile care cuprind axa *b* se notează cu (*hol*), cele care cuprind axa *a* cu (*okl*), cele care cuprind axa *c* cu (*hko*), iar cele care intersectează cele trei axe structurale cu (*hkl*).

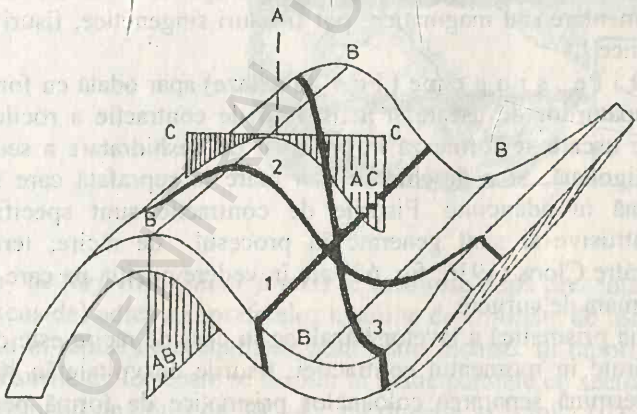


Fig. 100. Clasificarea fisurilor în raport de elementele de simetrie ale structurilor cutate:
1 – fisuri longitudinale; *2* – fisuri transversale; *3* – fisuri diagonale.

În spațiu fisurile apar asociate, asociere care poate fi sistematică sau întâmplătoare. O asociere sistematică este compusă din seturi de fisuri cu orientare paralelă și înclinări diverse (fig. 101); când seturile au orientări diverse și se intersectează, atunci formează un sistem de fisuri. Fisurile cu distribuție nesistematică sunt lipsite de o orientare predominantă.

b) Clasificările fisurilor după dimensiuni includ: *microfisuri* sau *microclaze*, vizibile numai sub microscop sau lupă; *macrofisuri* (*macroclaze*) care pot fi

observate în deschideri naturale sau artificiale pe lungimi până la sute de metri și *megafisuri* sau *megaclaze* de mare extindere cu caracter regional.

c) Clasificările genetice sunt diverse și în general concordă destul de puțin de la autor la autor. Unii autori (Gurău, 1982) restrâng domeniul fisurilor la structurile rupturale de natură tectonică deosebind: fisuri de tensiune și fisuri de forfecare. Alții, din contră, lărgesc mult domeniul (Mikhailov, 1987) separând: fisuri *netectonice* și fisuri *tectonice*. În această clasificare fisurile netectonice ar cuprinde: fisurile originare determinate de procese fizico - chimice, fisuri de alterare sau provocate sub acțiunea unor alunecări de teren (colapsuri) și fisuri implicând o expansiune în roci determinată de descărcarea de sarcină.

În accepțiunea mai largă, menționată mai sus, în categoria fisurilor tectonice pe lângă cele de tensiune și forfecare este integrat și clivajul sau șistozitatea (dar numai șistozitatea de flux cunoscută și sub numele de clivaj de stress) ceea ce, fără a mai comenta nu ni se pare normal, fiind vorba de microstructuri care caracterizează un anumit nivel structural și cu extindere regională considerabilă. Price și Cosgrove (1991) consideră că fisurile se dezvoltă în legătură cu trei procese geologice și anume: cu deformările cauzate de procesele orogenetice, procesele epirogenetice și fisuri datorate contracției prin răcire sau deshidratare.

Destul de reală ni se pare clasificarea genetică a fisurilor în două mari categorii: fisuri de origine fizico - chimică și fisuri de origine mecanică (Pauliuc, Dinu, 1985).

Fisurile de origine fizico - chimică. Sunt generate de procese de cristalizare, de variațiile de temperatură sau de umiditate. Ele apar în diversele etape de formare a rocilor sedimentare sau magmatice; pot fi fisuri singenetice, fisuri diagenetice și fisuri epigenetice.

F i s u r i l e s i n g e n e t i c e (sinclaze) apar odată cu formarea rocilor; este cazul crăpăturilor de uscare și a fisurilor de contracție a rocilor magmatice. Crăpăturile de uscare se formează în procesul de deshidratare a sedimentelor; au dispoziție poligonală și o deschidere mai mare la suprafață care se reduce sub formă de pană în adâncime. Fisurile de contracție sunt specifice corpurilor magmatice intrusive și sunt generate în procesul de răcire; terminologia lor introdusă de către Cloos (1936; fig. 63) are în vedere poziția pe care o au în raport cu lineația primară de curgere.

Separația prismatică a lavelor bazaltice în curs de răcire este determinată de tensiunile apărute în momentul contracției; fisurile dezvoltate în jurul axelor de contracție determină separarea coloanelor prismatice de formă pentagonală sau hexagonală cu diametre de 0,3 - 0,5 m și cu lungimi de la 1 - 2 m până la câteva zeci de m; separarea bazaltelor în coloane se face de la o anumită adâncime, în partea superioară unde procesul de răcire este mai rapid, dezvoltându-se structurile scoriacee.

F i s u r i l e d i a g e n e t i c e sau diaclazele se formează în etapa de diageneză a sedimentelor și, de regulă, sunt umplute cu cuart, calcită sau gips. Ele se disting de alte categorii de fisuri prin faptul că nu depășesc planul de stratificație, adică nu trec dintr-un strat în altul.

F i s u r i l e e p i g e n e t i c e (epiclaze) se formează mult după etapa de litogeneză când rocile ajung în zona de alterație hipergenă. Așa spre exemplu sunt dilatările suprafețelor de roci sub impulsul insolației și contracțiile datorate

temperaturilor scăzute, determinând apariția unei fisurații cu dispunere concentrică; rezultatul unei asemenea fisurații este exfolierea blocurilor de roci.

Fisurile de origine mecanică. Ele sunt de două categorii, de origine tectonică și netectonică.

Fisurile de origine tectonică sunt generate de intervenția tensiunilor introduse la nivel global și local de mișcarea convergentă sau divergentă a plăcilor, de mișcările tectonice cu componentă verticală sau chiar de tensiunile legate de seisme.

Fisurile de tensiune (*extension joints*) se recunosc după forma neregulată și suprafața rugoasă; ele sunt perpendiculare pe axa mare (*A*) a elipsoidului de deformare; au o poziție perpendiculară în raport de orientarea distensiunii și paralelă cu stress - ul de compresiune (fig. 96).

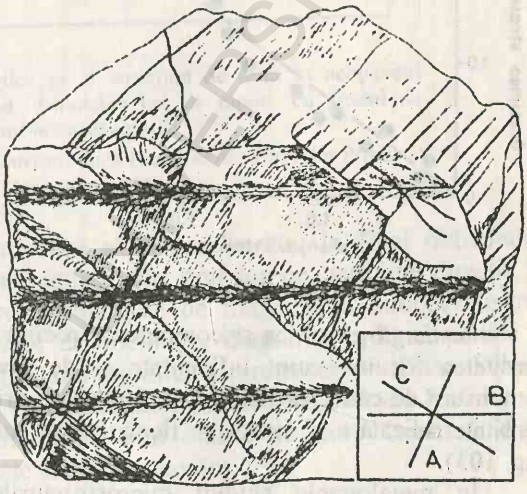


Fig. 101. Trei seturi de fisuri (A, B, C) într-o succesiune de siltite (după Price, Cosgrove, 1991).

Fisurile de forfecare (*shear joints*) se recunosc după prezența oglinzilor de frictiune (slickenside) adică a suprafețelor lustruite determinate de ușoara deplasare a pereților unul în raport de celălalt; ele sunt fisuri închise. În raport cu elipsoidul de deformare fisurile de forfecare se dispun în plane paralele cu secțiunile circulare ale acestuia, formând unghiuri de 30 - 45° cu direcția axei mici (*C*); în cazul unei cute, ele pot forma un sistem de fisuri verticale, diagonale sau longitudinal înclinate (fig. 97). Sistemele de fisuri de tensiune și forfecare care apar asociate faliilor majore au fost denumite fisuri de sprijin și sunt utilizate pentru determinarea sensului de deplasare a compartimentelor acestora; unii autori (Pauliuc, Dinu, 1985) includ în categoria fisurilor și stilolitele rezultate în urma dizolvărilor sub presiune și care, după cum am văzut, pot fi utilizate, de asemenea, pentru identificarea diverselor tipuri de falii (inverse, normale).

Analiza microstructurală a fisuratiei rocilor poate contribui substanțial la rezolvarea unor probleme legate de prospecțiunea, explorarea și exploatarea unor zăcăminte de hidrocarburi, a zăcămintelor de substanțe minerale solide sau în lucrările de proiectare a unor construcții.

În domeniul industriei de petrol studiul fisurației interesează, mai ales, colectoarele carbonatice, caz în care permeabilitatea este influențată direct de desimea și gradul de deschidere a fisurilor; la rândul ei frecvența fisurilor depinde de grosimea rocilor (fig. 102) sau de intensitatea deformării tectonice (fig. 103). După datele de observație (fig. 102), există o relație liniară între distanța dintre fisuri și grosimea stratelor, exprimată în formula $W_0=aK$, în care a reprezintă grosimea stratelor, iar K o constantă legată de tipul litologic (Price, Cosgrove, 1991).

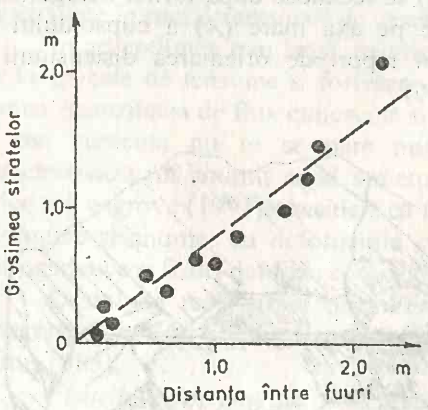


Fig. 102. Relația dintre distanța între fisuri și grosimea stratelor (după Bogdanov, Novikova, Kirillova, 1947 din Price, Cosgrove, 1991).

Pe lângă grosimea și competența rocilor, distanțele dintre fisuri și implicit densitatea lor mai sunt influențate si de gradul de deformare; faptul a fost demonstrat de către Harris *et al.* (1960) care printr-un studiu statistic au dovedit o densitate ridicată a fisurilor pe flancul cel mai curbat al unei structuri de dom (fig. 103).

În metalogenie studiul microstructurilor pleacă de la constatarea că localizarea zonelor mineralizate este controlată, în mare măsură, de factori structurali, respectiv de sistemele de fracturi și fisuri. În plus, studiul fisurației s-a dovedit util în alegerea metodelor optime de exploatare a diverselor substanțe utile; în cariere, spre exemplu, pentru evitarea surpărilor frontul de exploatare se va orienta perpendicular pe direcția dominantă a fisurilor. În construcții studiul fisurilor este necesar pentru alegerea soluțiilor optime de amplasare a obiectivelor, încât să se evite, pe cât posibil, infiltrațiile și să se realizeze cele mai bune condiții de stabilitate.

Studiul fisurației. Acesta se face în deschideri naturale, în lucrări miniere sau după carote mecanice. Alături de elementele măsurate în fisuri se notează și poziția rocilor afectate, direcția și înclinarea stratelor, respectiv în cazul depozitelor sedimentare, șistozitatea pentru cele metamorfice, lineațiile de curgere în cazul rocilor magmatice.

Se grupează fisurile în seturi, iar pentru fiecare set se măsoară și se reține următorii parametri: tipul genetic, caracterele morfologice ale pereților, dimensiunile (lungime, lățime, mărimea deschiderii), natura mineralelor care colmatează fisurile deschise (calcit, cuarț, sulfuri, gips), frecvența fisurilor raportată la metru liniar sau pătrat, poziția fisurilor (azimutul orientării și înclinarea).

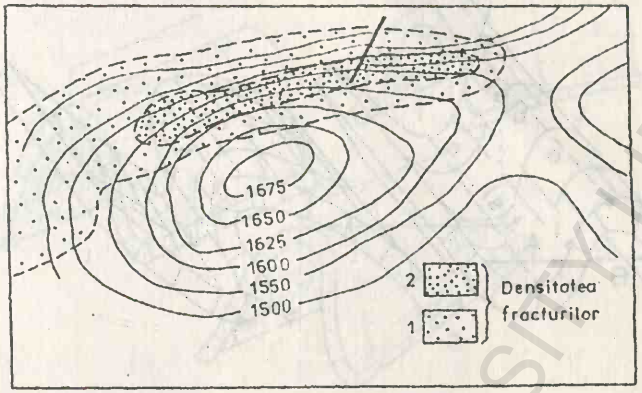


Fig. 103. Distribuția fisurilor pe o structură de dom la acoperișul Pennsylvanianului, indicând densitatea lor în raport cu gradul de curbură a structurii:
1 – 3-6 fisuri/m; *2* – 6-10 fisuri/m (după Harris *et al.*, 1960 din Price, Cosgrove, 1991).

Datele obținute în teren urmează să fie prelucrate, în final obținându-se orientări și căderi dominante sau tendințe de grupare pe anumite direcții prin întocmirea de rozete de orientare, histograme de frecvență a direcției fisurilor, histograme ale valorilor unghiulare de înclinare, diagrame bidimensionale sau tectonograme cu ajutorul proiecției stereografice pe rețeaua Wulf sau Schmidt. Date detaliate privind modul de prelucrare și de reprezentare grafică a fisurilor și, în general, a elementelor microstructurale sunt oferite de către Gurău (1982) și Anastasiu, Jipa (1983), încât nu este cazul să insistăm.

5.3. Cutele

5.3.1. Cutele : definiție, elementele lor

Se spune în mod obișnuit că un strat este cutat atunci când o suprafață de referință a acestuia, plană înainte de cutare, devine ulterior ondulată. *Cutele* sunt forme structurale specifice pentru formațiunile stratificate cum sunt rocile sedimentare și corespondentele lor metamorfice. Cutarea este cu atât mai clară și mai netă cu cât variațiile înclinării unor strate sunt mai numeroase și mai accentuate. Pentru a putea vorbi de cutare este necesar, așa cum am văzut, de suprafețe de referință. Suprafețele de stratificație ale rocilor sedimentare sunt, din acest punct de vedere, repere ideale.

În momentul în care stratele suferă un fenomen de cutare, un plan de stratificație inițial orizontal se transformă într-o suprafață ondulată cu căderi variabile. La o asemenea suprafață cutată se pot distinge următoarele elemente (fig. 104):

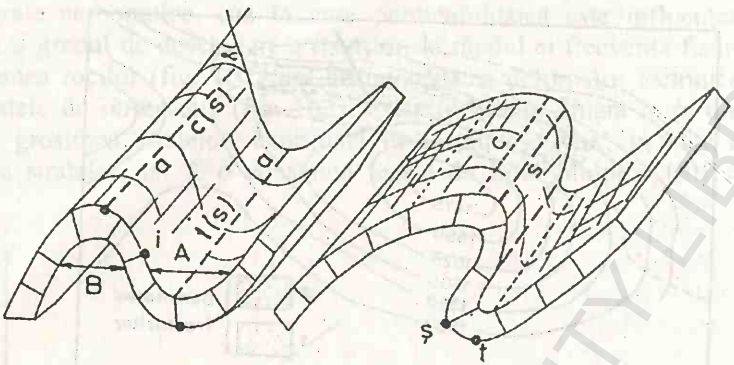


Fig. 104. Elementele geometrice ale unei cute:
c – linia de creastă; *s* – şarniera; α – unghiul de deschidere a cutei; *t* – talpa; *a* – axul cutei; *A* – albie sinclinală; *B* – boltă anticlinală.

Creasta c reprezintă linia care uneşte punctele cele mai ridicate ale unei suprafeţe de strat cutate;

Talpa t reprezintă partea cea mai de jos a unui strat cutat; la cutele verticale talpa corespunde cu şarniera;

Şarniera ş reprezintă punctul de curbură maximă a unei cute şi la cele verticale ea corespunde cu linia de creastă;

Punctul de inflexiune i se află de o parte şi de alta a liniei de curbură maximă şi corespunde cu locul în care sensul curburii se inversează, trecându-se de la bolta cutei la albia ei;

Unghiul de deschidere a cutei α este determinat de tangentele duse la punctele de inflexiune dispuse de o parte şi de alta a şarnierei; la cutele zise izoclinale, la care tangentele duse prin punctele de inflexiune sunt paralele cu axul cutei, unghiul de deschidere se anulează;

Flancurile cutei reprezintă suprafeţele care unesc bolta cu albiile;

Bolta B este zona de racordare a flancurilor anticlinalului, în care înclinările stratelor scad treptat şi îşi schimbă sensul;

Albia A este zona de racordare a flancurilor sinclinalului, în care, de asemenea, înclinările stratelor scad treptat şi îşi schimbă sensul;

Axul cutei a rezultă din unirea punctelor de curbură maximă.

Stratele cutate pot lua forme diverse. Printre acestea se disting: forme cilindrice, conice şi curbiplanare, corespunzătoare unor cute cu aceeaşi nomenclatură. La cutele cilindrice se poate considera că suprafaţa cutată este generată de o dreaptă (axul) care în deplasarea ei rămâne paralelă cu ea însăşi; în cazul cutelor conice axele acestora rămân continuu într-un con; la cele curbiplanare se observă o suprafaţă cu o curbură mai mult sau mai puţin accentuată; la rândul lor ele pot fi simetrice şi asimetrice (fig. 105, 106).

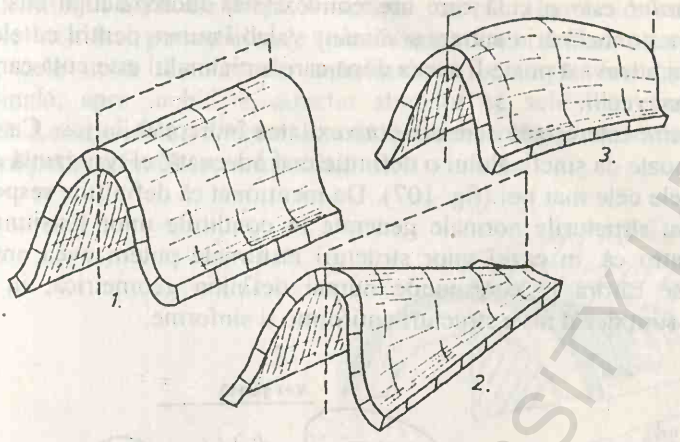


Fig. 105. Tipuri de cute definite după o singură suprafață de referință (după Arthaud):
1 – cută cilindrică; *2* – cută conică; *3* – cută curbiplanară.

În situația în care se iau în considerație mai multe suprafețe de referință, așa cum se întâmplă în cazul cutării unui pachet de strate, dispuse în ordine stratigrafică, avem de a face cu o structură constituită dintr-o parte convexă sau anticlinal și o parte concavă sau sinclinal.

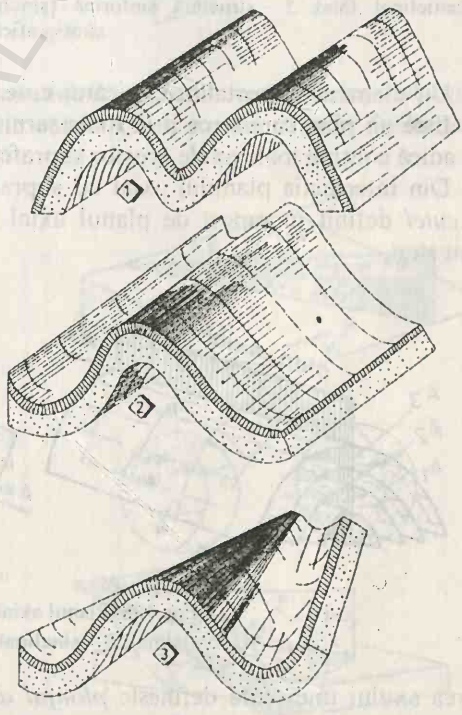


Fig. 106. Alte tipuri de cute cilindrice si conice:
1 – cute cilindrice simetrice; *2* – cută cilindrică asimetrică; *3* – cute conice asimetrice.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Anticlinalul este o cută care are convexitatea îndreptată în sus. Semantic termenul definește înclinări contrare și rămâne valabil numai pentru cutele normale. O definiție mai adecvată poate fi aceea după care anticlinalul este cuta care are în ax stratele cele mai vechi.

Sinclinalul este o cută care are convexitatea îndreptată în jos. Ca și în cazul precedent se poate da sinclinalului o definiție mai adecvată; el reprezintă o cută care are în ax stratele cele mai noi (fig. 107). De menționat că definițiile respective sunt valabile pentru structurile normale generate în condițiile unor tensiuni tectonice moderate, pentru că, în cazul unor structuri răsturnate putem avea anticlinale și sinclinale false cărora le corespunde numai definiția geometrică; în asemenea situații ele nu sunt decât niște structuri antiforme și sinforme.

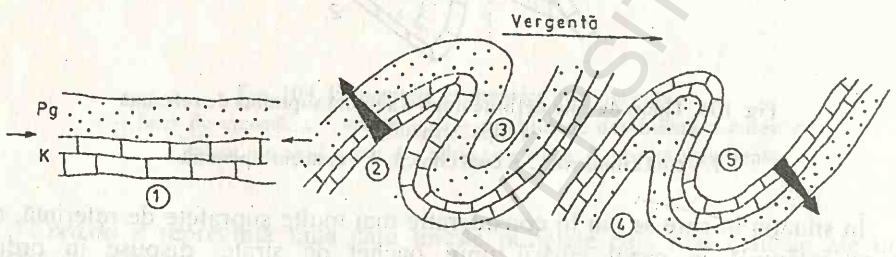


Fig. 107. Definiția cutelor anticlinale și sinclinale în raport cu vârsta stratelor:
1 – poziție primară; *2* – cută anticlinală; *3* – cută sinclinală; *4* – structură antiformă (anticlinal fals); *5* – structură sinformă (sinclinal fals); săgețile indică polaritatea stratigrafică.

Un element important al oricărei cute anticinale sau sinclinale este *planul axial*. Este un plan care trece prin toate șarnierele stratelor ce intră în compunerea cutei, adică conține toate axele acestor suprafețe de cută componente (fig. 108).

Din intersecția planului axial cu suprafața topografică rezultă *urma axială*. *Axul cutei* definit în raport de planul axial reprezintă intersecția acestuia cu un anumit strat.

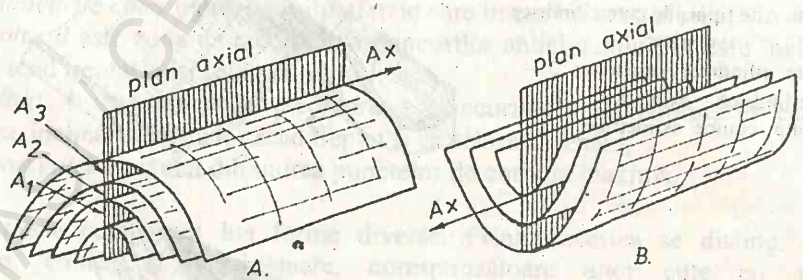


Fig. 108. Planul axial al cutelor:
A – anticlinal; *B* – sinclinal; A_1, A_2, A_3 – axe.

Căderea axului unei cute definește *plonjul axial*. Valoarea plonjului este dată de mărimea unghiului pe care-l face axul cutei cu proiecția orizontală a acestuia (fig.

109, 110). Plonjul axial are drept consecință unirea flancurilor cutelor, formând așa - zisele închideri perianticlinale (periclinale). La o coborâre axială sub planul orizontal, cele două flancuri ale anticlinalului se unesc formând o închidere perianticlinală; spre închidere direcția stratelor se schimbă continuu până se racordează. La sinclinale, *ridicarea axială* prezintă aceleași consecințe determinând o închidere perisinclinală (centriclinală).

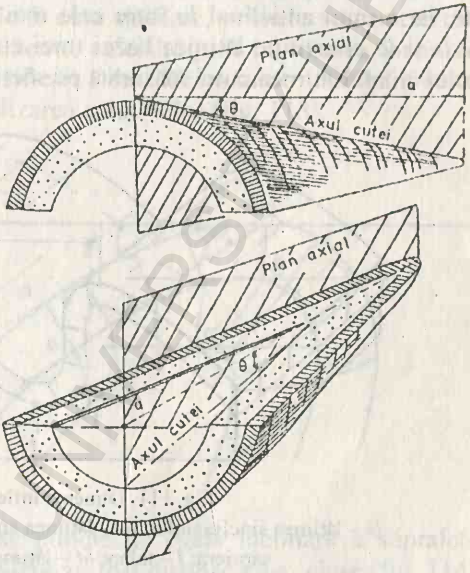


Fig. 109. Închiderea, plonjul unei cute anticlinale și ridicarea unei cute sinclinale:
a – proiecția orizontală a axului cutelor; θ – unghiul de plonj.

Încheind discuțiile asupra elementelor structurale cutate trebuie să amintim și parametrii care definesc dimensiunile cutei. Acești parametri sunt: înălțimea cutei, lățimea și lungimea cutei (fig. 111).

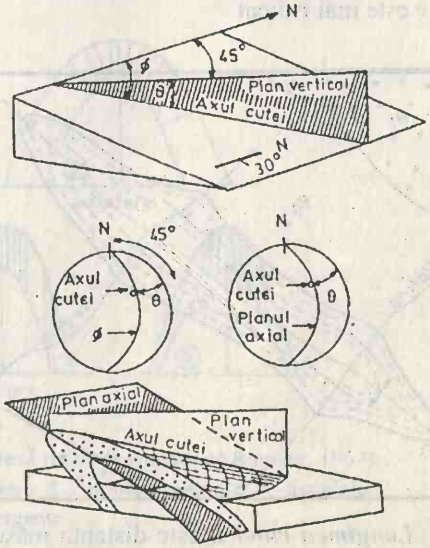


Fig. 110. Elementele geometrice în zonele de închidere a cutelor (plonj și ridicare) și reprezentarea lor stereografică (după Price, Cosgrove, 1991):
θ – unghiul de plonj sau de ridicare; ϕ – unghiul de pitch; 45° – orientarea axului cutei.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Înălțimea cutei h sau amplitudinea cutei este distanța măsurată pe verticală într-o secțiune transversală între punctul cel mai ridicat și cel mai coborât al unei limite geologice; ea este, în fapt, distanța măsurată în plan vertical între creastă și talpă.

Lățimea ls unui sinclinal este distanța măsurată pe orizontală, într-o secțiune transversală între punctele cele mai ridicate ale unei limite geologice, adică între creste, iar a unui anticlinal *la* între cele mai coborâte puncte, respectiv între două tălpi; *ls* și *la* constituie lățimea bazei unei cute reprezentând proiecția orizontală a stratului cutat. Lățimea cutei măsurată pe secțiune reprezintă *lățimea desfășurată ld*.

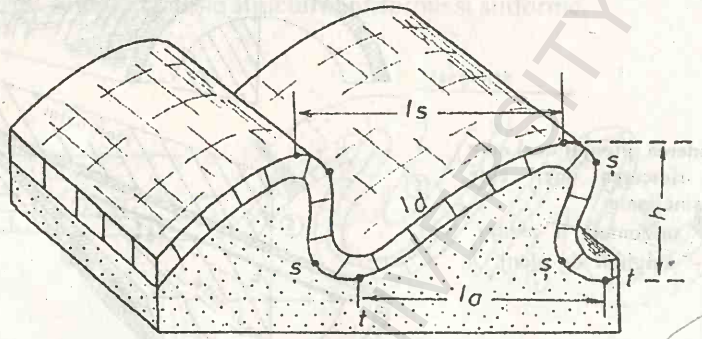


Fig. 111. Dimensiunile unei cute:
ls – lățimea sinclinalului; *la* – lățimea anticlinalului; *c* – creasta; *s* – șarniera; *t* – talpa; *ld* – lățimea desfășurată a cutei.

Lățimea desfășurată a cutei este întotdeauna mai mare decât lățimea bazei și este utilă în realizarea hărților palinspastice (gr. *palinspastik* - întins în urmă). Cu cât diferența dintre lățimea bazei și lățimea desfășurată este mai mare cu atât gradul de cutare este mai ridicat.

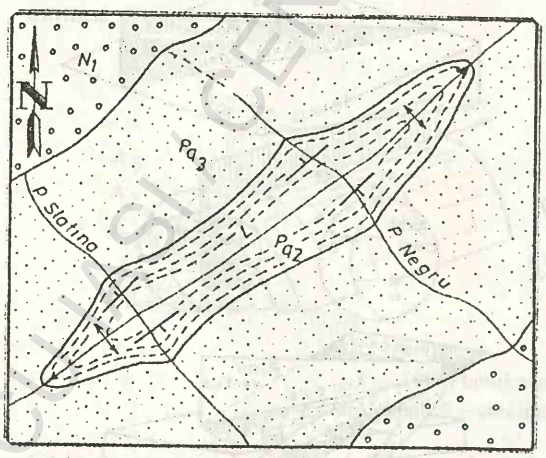


Fig. 112. Lungimea unei cute anticlinale:
L – lungime; Pg_2 – Eocen; Pg_3 – Oligocen; N_1 – Miocen.

Lungimea cutei L este distanța măsurată pe orizontală, paralel cu axul, între punctele în care un anumit orizont stratigrafic se unește pe închiderea perisinclinală

sau perianticlinală (fig. 112); ea nu poate fi evaluată decât în cazul în care cuta este figurată în plan, adică cartografic.

5.3.2. Nomenclatura cutelor

Una din cele mai vechi clasificări a cutelor a fost făcută de către Van Hise (1894) care le împărțea în cute paralele și cute similare; primele se caracterizează prin păstrarea grosimii stratelor componente, celelalte prin îngroșarea lor în zona axială. O detaliere a unei asemenea clasificări a fost făcută mult mai târziu de către Elliot (1965) și Ramsay (1967) prin utilizarea izogonelor (fig. 113).

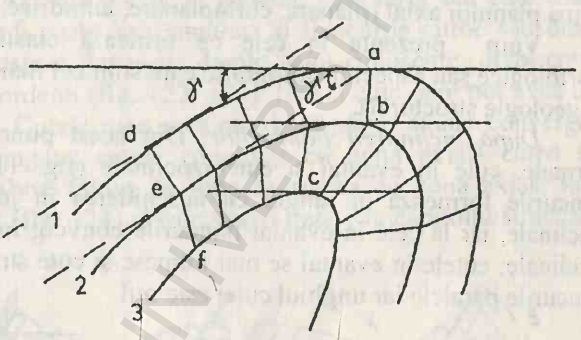


Fig. 113. Principiile de construcție a izogonelor după Price și Cosgrove (1991):
1, 2, 3 – suprafețe cutate; *a, b, c* – linia izogonelor de 0° (tangentă orizontală); *d, e, f* – linia izogonelor pentru unghiul de înclinarea γ a suprafețelor cutate.

Izogonele sunt liniile care unesc puncte de egală înclinare a suprafețelor cutate adiacente. Din acest punct de vedere au fost distinse cinci clase (fig. 114), și anume: trei dintre ele cu izogonele convergente dinspre arcul extern spre arcul intern al cutei, o clasă cu izogonele paralele și o alta în care izogonele sunt divergente dinspre arcul extern spre cel intern; două din aceste categorii (fig. 114; *2* și *4*) corespund cu cutele paralele și similare din clasificarea lui Van Hise.

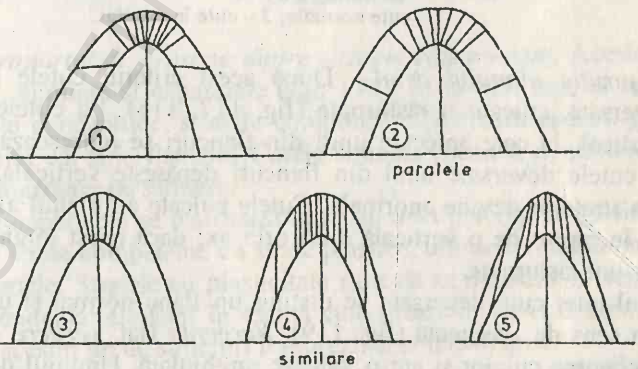


Fig. 114. Caracterul izogonelor pentru câteva tipuri de cute (după Ramsay, 1967):
1 – puternic convergente; *2* – perpendiculare; *3* – ușor convergente; *4* – paralele; *5* – divergente.

BCU IASI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

În prezent clasificările sunt destul de diverse, criteriile fiind atât morfologice cât și genetice. Mai cunoscute sunt cele oferite de Ajghirei (1956), Turner și Weiss (1963), Dumitrescu (1962), De Sitter (1969), Hobbs, Means, Williams (1976), Belousov (1978), Mattauer (1973, 1980), Gurău (1982), Pauliuc, Dinu (1985), Mikhailov (1987), Spencer (1988), Price și Cosgrove (1991) ș. a.

Trebuie menționat că în unele sinteze de geologie structurală, se invocă și alte criterii de clasificare a cutelor, dar care par să fie mai mult cu valoare teoretică fiind mai rar citate în studiile geologice regionale. Printre acestea menționăm: cute clasificate după forma șarnierelor (rectilinii, curbiliniare, ondulate etc.), după orientarea șarnierelor în raport cu orizontala (orizontale, înclinate, verticale), după orientarea lor față de direcția axelor orogene (paralele sau transversale) sau după forma planului axial (planare, curbiplanare, cilindrice, necilindrice).

Vom prezenta în cele ce urmează clasificarea cutelor după criterii morfologice sau aspectul cartografic care sunt cel mai frecvent invocate în sintezele de geologie structurală.

După înclinarea flancurilor. Din acest punct de vedere se disting cute normale, cute în evantai și cute izoclinale (fig. 115, 116). La cutele normale flancurile formează un unghi cu deschiderea în jos la anticlinale și în sus la sinclinale, iar la cele în evantai flancurile converg în jos la anticlinale și în sus la sinclinale; cutele în evantai se mai numesc și cute strangulate. Cutele izoclinale au flancurile paralele iar unghiul cutei este nul.

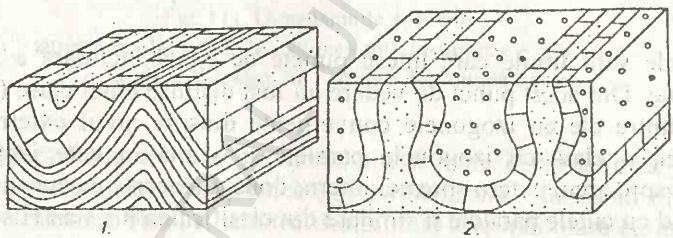


Fig. 115. Tipuri de cute după înclinarea flancurilor:
1 – cute normale; *2* – cute în evantai.

După poziția planului axial. După acest criteriu cutele pot fi: drepte, aplecate, deversate, culcate și răsturnate (fig. 117, 118). La cutele drepte planul axial este vertical, la cele aplecate unul din flancuri se redresează dar nu atinge verticala; la cutele deversate unul din flancuri depășește verticala, încât ordinea stratigrafică a stratelor devine anormală. Cutele culcate au planul axial aproape de 90°, măsurat în raport de o verticală dusă prin ax; dacă acest unghi depășește 90° atunci cutele sunt răsturnate.

În cazul unei cute deversate se disting un flanc normal și un flanc invers, precum și un sens de vergență (fig. 119). *Vergența* (lat. *vergere* - orientat spre) reprezintă înclinarea cutelor și are o valoare unghiulară. Unghiul de vergență este format de planul axial al cutei și un plan vertical care trece prin axul său; sensul vergenței este totdeauna opus sensului de înclinare a planului axial. Cu cât stratele înclină mai puțin cu atât vergența cutei are o valoare mai mare. În flancurile inverse succesiunile stratigrafice vor fi întotdeauna răsturnate. Calculul vergenței se face în raport de valoarea căderii stratelor (fig. 120).

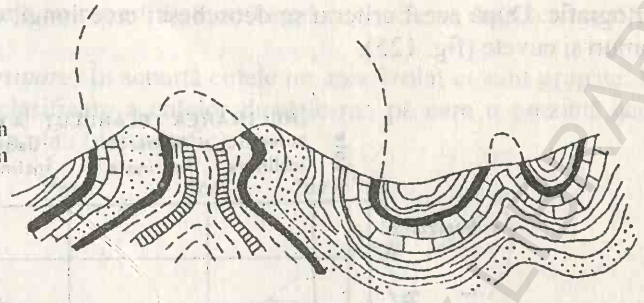


Fig. 116. Cute în evantai în depozite jurasice (după Heim din Mikhailov, 1988).

După unghiul cutei. Acestea pot fi, în general, cute largi sau cute strânse după cum zona axială poate fi curbă sau angulară și flancurile curbe sau drepte. Cutele cu zonele axiale înguste și flancurile drepte sunt cunoscute drept cute în zig - zag, en chevron sau acordeon (fig. 122, 123). Există cute care pot avea unul sau mai multe plane axiale. Cutele care prezintă două plane axiale convergente poartă numele de cute conjugate; cutele conjugate cu zona axială curbă sunt cunoscute drept cute cufăr (box folds), în timp ce acelea cu zona axială foarte ascuțită sunt cute de tip kink (fig. 124) și care vor fi tratate la capitolul structurilor tectonice particulare.

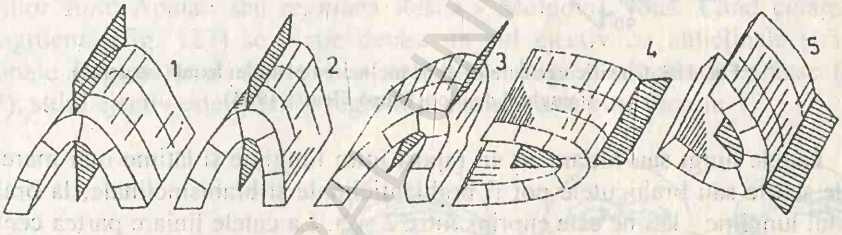


Fig. 117. Categorii de cute separate după poziția planului axial:
1 – cută dreaptă; *2* – cută aplecată; *3* – cută deversată; *4* – cută culcată;
5 – cută răsturnată.

După raportul de grosime dintre stratele componente. Acestea se împart în cute paralele, similare și neparalele (fig. 114). În primul caz, al cutelor paralele, numite și cute concentrice, stratele componente păstrează aceeași grosime atât în zona șarnierelor cât și în flancuri. Cutele similare prezintă o subțiere a stratelor pe flancuri și o îngroșare pe șarniere.

Cutele neparalele se realizează în cazul unei heterogenități litologice, a unei alternanțe de strate competente cu strate plastice, ultimele fiind cutate mai strâns în raport cu primele. Stratele cu plasticitate ridicată se detașază în sensul că suferă o cutare independentă; ele sunt în esență cute dizarmonice (Lugeon, 1900); un caz particular al acestui tip de structuri îl reprezintă cutele diapire.

În scoarță există aceste categorii de cute atât în formă pură cât și treceri continue. Pentru a putea decela și caracteriza riguros modificările ce pot interveni de la o categorie de cute la alta, s-au imaginat, așa după cum am văzut, așa - zisele izogone (fig. 113, 114).

După raportul lungime - lățime. Acestea se pot evalua numai în plan

cartografic. După acest criteriu se deosebesc: cute lungi, cute scurte sau brahicute, domuri și cuvete (fig. 125).

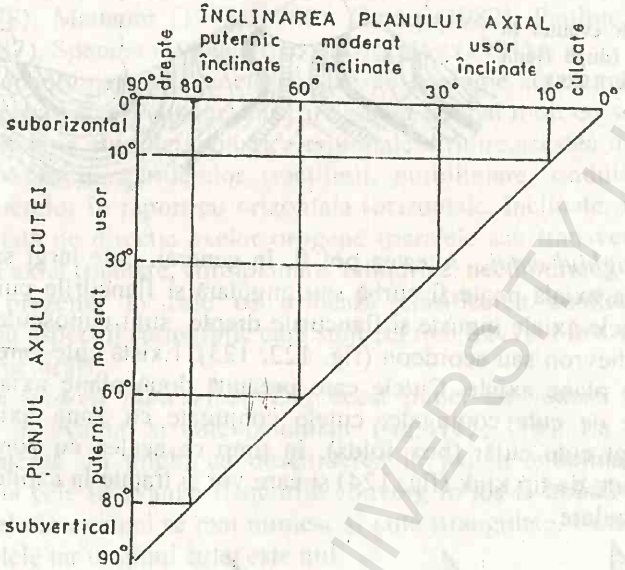


Fig. 118. Clasificarea cutelor după înclinarea planului axial (vergență) și unghiul de plonj (după Fleuty, 1964).

Cutele lungi sau liniare au un raport între lungime și lățime mai mare de 5. Cutele scurte sau brahicutele pot fi brahianticlinale și brahisinclinale; la brahicute raportul lungime - lățime este cuprins între 2 și 5. La cutele liniare partea centrală a anticlinalelor care aduce la zi depozitele cele mai vechi poartă numele de *sâmbure* sau nucleu; în cazul brahicutelor depozitele care aflorează la zi în partea axială poartă numele de *butonieră*.

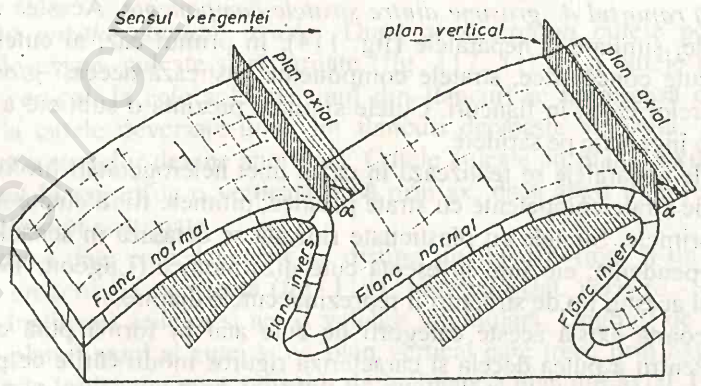


Fig. 119. Elementele unei cute deversate:
α – unghiul de vergență a cutei.

Domurile și cuvetele au raportul amintit egal cu 1; ele se caracterizează prin lipsa suprafeței axiale.

După modul de grupare. În scoarță cutele nu apar izolat ci sunt grupate. Din acest motiv există și o clasificare a cutelor după forma pe care o prezintă aceste asociații în secțiune sau în plan (cartografic).

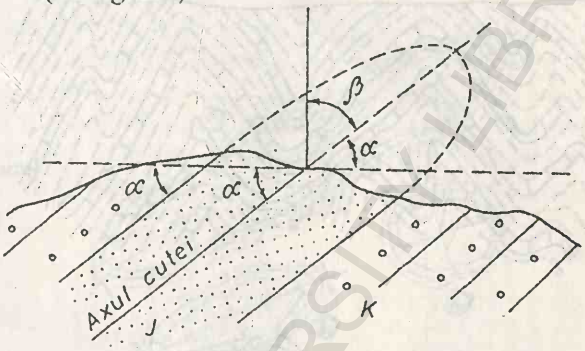


Fig. 120. Calculul unghiului de vergență:
α – înclinarea stratelor; β – unghiul de vergență ($90^\circ - \alpha$).

După gruparea lor în secțiune se deosebesc mai multe stiluri de cutare și anume: stilul jurasian sau congruent, stilul incongruent și stilul izoclinal. În cadrul stilului congruent cutele sinclinale și anticlinale sunt egal dezvoltate cum este cazul Munților Jura, Apalași sau regiunea Reșița - Moldova Nouă. Când cutarea este incongruentă (fig. 127) se poate detașa un stil ejectiv cu anticlinale strânse și sinclinale largi și unul dejectiv cu anticlinale largi și sinclinale strânse (Stille, 1917); stilul ejectiv este specific regiunilor molasice cu cute diapire.

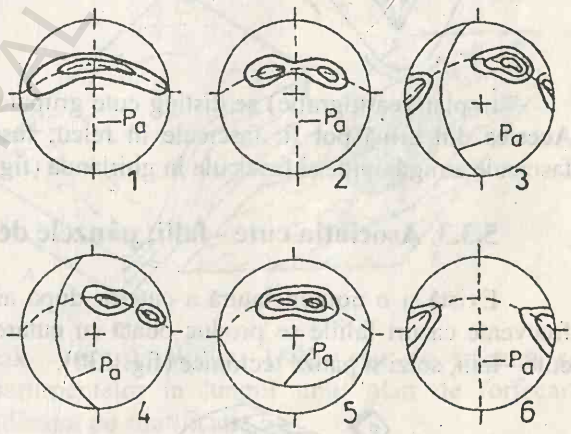


Fig. 121. Reprezentarea stereografică a câtorva tipuri de cute (după Dahstrom, 1954 din Spencer, 1988). *1* – cute cilindrice; *2* – cute cilindrice cu flancuri planare; *3* – cute asimetrice; *4* – cute răsturnate; *5* – cute culcate; *6* – cute izoclinale; *Pa* – plan axial.

Caracterul congruent sau incongruent al cutelor, în asociere cu accidentele structurale care delimitează structuri de grabene și horsturi este specific tectonicii casante, cunoscută în literatură sub numele de stil saxon sau germanotip (Stille, 1925). Stilul izoclinal, specific regiunilor de fliș se caracterizează prin asociații de cute cu flancurile paralele, egal dezvoltate și deversate (fig. 1).

O grupă cu totul aparte o constituie *sinclinoriile* și *anticlinoriile* (Dana, 1873). Anticlinoriile și sinclinoriile reprezintă structuri de mari dimensiuni asociate

cu cute de ordin secundar, acuzând o formă generală anticlinală și, respectiv, sinclinală (fig. 128); în țara noastră pot fi citate sinclinoriul molasei pericarpatice, sinclinoriile reprezentate de cuvetele mezozoice Rarău și Hăghimaș sau anticlinoriul Cârnu - Straja și Doamna - Horaița din zona flișului (Băncilă, 1958).

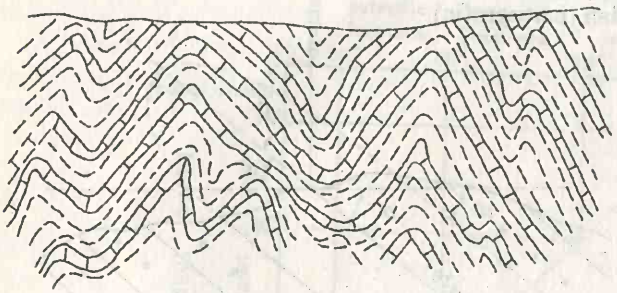


Fig. 122. Cute strânse în seria Tavrian (Triasic) din Crimeea Alpină (după o fotografie din Mikhailov, 1988).

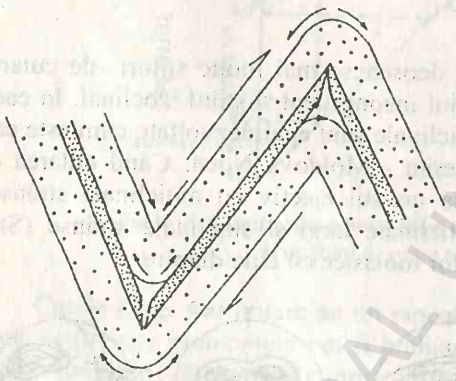


Fig. 123. Modelul formării cutelor acordeon (*en chevron*) prin alunecarea stratelor competente pe strate incompetente cu scurtări și alungiri pe convexitățile externă și internă a zonelor axiale (după Ramsay, 1974 din Ramsay, Huber, 1987).

În plan (cartografic) se disting cute grupate în serii paralele sau în fascicule. Acestea din urmă pot fi: fascicule în releu, fascicule în virgație (Suess, 1882), fascicule amigdaloide și fascicule în ghirlandă (fig. 129).

5.3.3. Asociația cute - falii; pânzele de șariaj

Există și o nomenclatură a cutelor după asocierea lor cu faliile, întrucât în frecvente cazuri faliile se produc odată cu cutarea. Această nomenclatură include cute - falii, solzi și pânze tectonice (fig. 130).

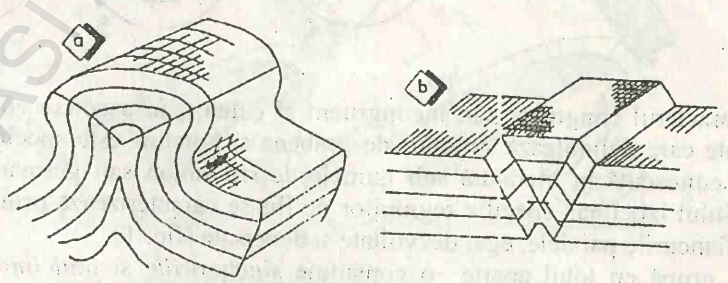


Fig. 124. Cute conjugate cu plane axiale convergente de tip cuțar (*a*) și tip kink (*b*) (din Ramsay, Huber, 1987).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Când cuta prezintă o falie după care are loc laminarea si ruperea flancului invers, atunci acest ansamblu poartă numele de cută - falie. Structura în solzi sau imbricată, si pentru care geologii polonezi mai folosesc și numele de skibe (brazde), constă dintr-o asociație de cute izoclinale deversate care prin faliere și-au pierdut flancurile inverse (fig. 131).

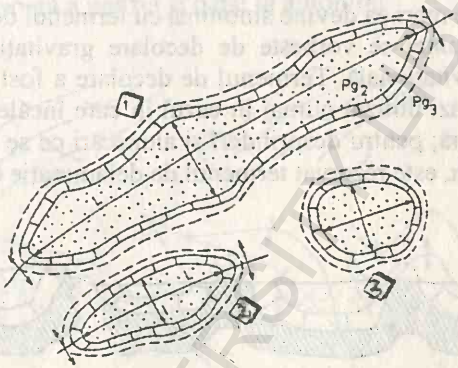


Fig. 125. Tipuri de cute după raportul lungime - lățime:
1 – cută liniară; *2* – brahicută; *3* – dom.

În cazul în care deversarea este puternică, cutele culcate provoacă o încălecare a unei serii mai vechi peste o alta mai nouă stratigrafic; se produce deci o suprapunere anormală prin încălecare. După Billings, încălecările care se produc în structurile cutate se clasifică în: încălecări brizante sau de fractură, încălecări de întindere (tensiune) sau cutele - falii și încălecări de forfecare ulterioară (fig. 132).

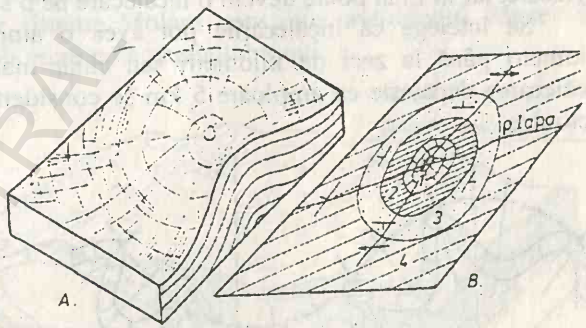


Fig. 126. Vedere în spațiu a unui dom si aspectul în plan a unei butoniere brahianticlinale:
A – dom; *B* – butonieră în brahianticlinalul Plesa - Pânza Vrancei; *1* – marne brune; *2* – disodile inferioare; *3* – gresie de Kliwa; *4* – disodile superioare.

Încălecarea brizantă (break - thrust; Willis, 1892) sau de fractură se formează prin deplasarea compartimentelor în lungul unui plan de forfecare perpendicular sau aproape perpendicular pe stratificație.

Încălecarea de tensiune (stretch - thrust) sau cuta falie este formată prin solicitarea, laminarea și ruperea flancului invers al unei cute deversate sau culcate; în lungul planului de falie stratele se laminează până devin aproape paralele cu acesta.

Încălecarea de forfecare ulterioară sau *subsecventă* afectează structuri anticlinale și sinclinale deja formate; în această situație fractura s-a produs ulterior cutării. În situația în care ruptura cu încălecare afectează strate primare, respectiv orizontale, se vorbește de o încălecare cu forfecare primară, directă sau inițială (*initial shear - thrust*; Billings, 1933).

ROMÂNĂ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe lângă aceste tipuri de încălecări se mai descriu încălecări pe stratificație, de eroziune (complexe) și listrice (fig. 134).

Încălecarea pe stratificație se face după o falie al cărei plan de forfecare coincide cu o suprafață de stratificație; în general, planul de desprindere se localizează în roci cu plasticitate ridicată. În cazul în care deplasarea se face pe distanțe mari ea devine sinonimă cu termenul de decolare. Dacă decolarea se face în josul pantei se vorbește de decolare gravitațională, iar în susul pantei decolare antigravitațională. Termenul de decolare a fost introdus de către Buxtorf (1916) și el este azi utilizat numai în cazul în care încălecările se realizează în formațiuni de cuvertură; pentru desprinderi și alunecări ce se produc în formațiuni cristalofiliene, de soclu, este rezervat termenul de delaminație (Bird, 1978).

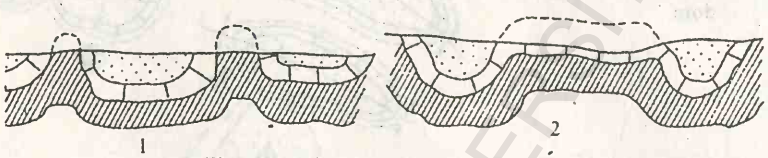


Fig. 127. Stilul de cutare incongruent:
1 – stil incongruent ejectiv; *2* – stil incongruent dejectiv
(din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975).

În cazul încălecării complexe, falia după care are loc procesul respectiv prezintă trăsături diverse, putând fi inițial o încălecare pe stratificație, apoi de forfecare, iar în final poate deveni o încălecare pe o suprafață de eroziune.

Se înțelege că încălecările pot avea o amploare variabilă, de la câțiva kilometri până la zeci de kilometri sau chiar mai mult. În momentul în care încălecarea depășește ca amploare 5 km se consideră că avem de a face cu pânze tectonice.

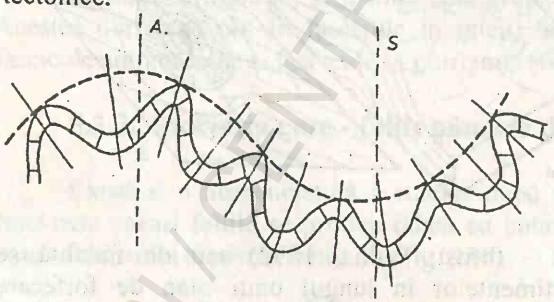


Fig. 128. Structură de anticlinoriu și sinclinoriu (din Fourmarier, 1950):
A – anticlinoriu; *S* – sinclinoriu.

Pânzele tectonice. Sunt mase mari de roci care au fost deplasate sub acțiunea tensiunilor tectonice. După geneză ele pot fi pânze de acoperire și pânze de șariaj.

P â n z e l e d e a c o p e r i r e se formează prin dezvoltarea de amploare a unei cute culcate la care se conservă ambele flancuri (fig. 135). În acest caz elementele unei pânze de acoperire sunt: flancul normal (superior), flancul invers (inferior), zona de rădăcină, șarniera radicală, șarniera frontală, lățimea de acoperire, înălțimea sau grosimea pânzei și autohtonul.

Flancul normal și invers reprezintă elementele obișnuite ale unei cute deversate sau culcate. Zona de rădăcină este zona în care cuta inițial verticală a

pivotat în sensul deversării. Șarniera radicală reprezintă zona în care flancul invers se racordează cu autohtonul. Șarniera frontală este porțiunea în care flancul normal al pânzei se racordează cu flancul invers. Lățimea acoperirii este distanța pe orizontală ce separă șarniera radicală de șarniera frontală și pe care se realizează superpoziția anormală a succesiunilor stratigrafice. Înălțimea pânzei reprezintă distanța pe verticală de la partea superioară a pânzei și până la autohton.

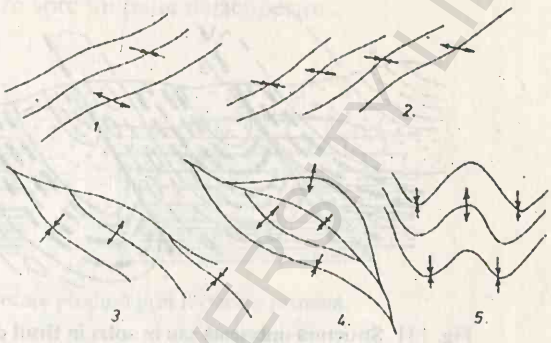


Fig. 129. Nomenclatura asociației de cute în plan cartografic (din Buialov, 1953):
1 – cute paralele; *2* – fascicul în releu; *3* – fascicul în virgație; *4* – fascicul amigdaloid; *5* – fascicul în ghirlandă.

Autohtonul este masa de roci peste care a fost împinsă stiva de depozite stratigrafic mai veche sau de aceeași vârstă dar aparținând altor zone primare de sedimentare. În situația unei îngrămădiri de pânze de șariaj, așa cum este cazul în flișul Carpaților Orientali, se mai vorbește și de paraautohton. Semnificația lui poate fi dedusă din figura 136 în care Pânza de Tarcău, depășind Unitatea Vrancea, vine în contact cu Molasa; în atare situație Molasa constituie autohtonul Pânzei de Tarcău, în timp ce Pânza Vrancei reprezintă paraautohtonul.

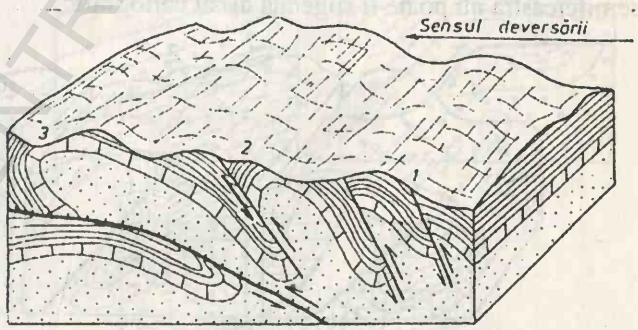


Fig. 130. Blocdiagramă ilustrând nomenclatura asociației cute - falii:
1 – solzi; *2* – cută - falie; *3* – pânză de șariaj.

P â n z e l e de ș a r i a j (Heim, 1878; Bertrand, 1887) reprezintă supraîncălecări datorită cărora mase importante de roci sunt deplasate pe distanțe mari de-a lungul unei suprafețe de ruptură care lipsește la pânzele de acoperire. Suprafața de ruptură în lungul căreia a avut loc alunecarea corpului pânzei peste autohton poarta numele de suprafață de șariaj; spre deosebire de pânzele de acoperire, la pânzele de șariaj lipsește flancul invers, el fiind înlocuit de suprafața de șariaj.

În legătură cu pânzele de șariaj s-a creat o terminologie care cuprinde: fereastra tectonică, semifereastra tectonică, peticul de acoperire (klippa), peticul de

rabotaj (lamboul de împingere), lamă de rabotaj, capul tectonic, lățimea șariajului sau lățimea minimă a șariajului (fig. 137, 140). Acești termeni rezidă atât din complicațiile tectonice care se produc în timpul deplasării corpului pânzei, cât și din intervenția eroziunii după punerea în loc a acesteia; de notat că, parte din acești termeni pot fi figurați în secțiuni transversale sau blocdiagrame în timp ce o alta numai cartografic.

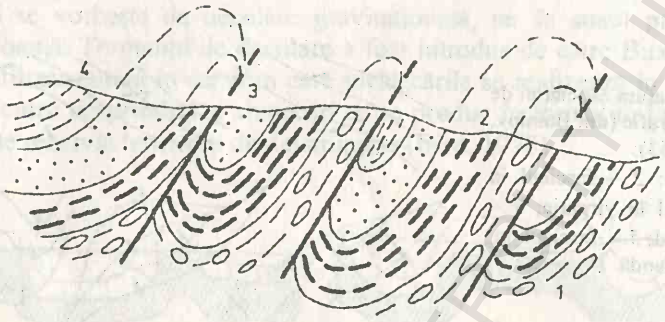


Fig. 131. Structură imbricată sau în solzi în flișul de Audia - Carpații Orientali:
1 – membrul inferior cu siderite; *2* – membrul median cu lidiene; *3* – membrul superior grezos; *4* – argile vărgate.

Fereastra tectonică este o deschidere făcută în corpul pânzei și care permite apariția autohtonului la zi.

Semifereastra tectonică. Dacă la fereastra tectonică autohtonul este înconjurat de corpul pânzei, în situația în care autohtonul prezintă o formă semiînchisă, asemănătoare unui golf, atunci se conturează o semifereastră tectonică; în timp ce fereastra tectonică poate fi figurată atât cartografic cât și în secțiune, semifereastra nu poate fi sugerată decât cartografic.

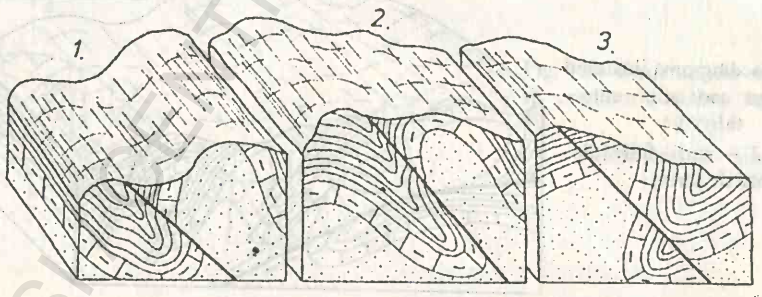


Fig. 132. Tipuri de încălecări în legătură cu structurile cutate (din Buialov, 1953):
1 – încălecare brizantă; *2* – încălecare de întindere; *3* – încălecare de forfecare ulterioară.

Peticul de acoperire sau klippa reprezintă o parte din pânză izolată complet de aceasta prin eroziune; el este înconjurat de jur împrejur de autohton. În general, termenul de klippă se aplică unor petice de dimensiuni reduse.

Lamboul de împingere este un pachet de strate antrenat de-a lungul

suprafeței de șariaj; el este cuprins între o falie satelit și planul de șariaj. Pachetul respectiv de strate poate fi smuls din autohton și în acest caz se va afla spre fruntea pânzei sau din pânză, când rămâne mult în urmă; când pachetul de depozite antrenat pe planul de șariaj este de dimensiuni reduse poartă numele de *lamă de șariaj*.

Capul tectonic. Reprezintă o porțiune din fruntea pânzei de formă peninsulară, care tinde să evolueze spre un petic de acoperire .

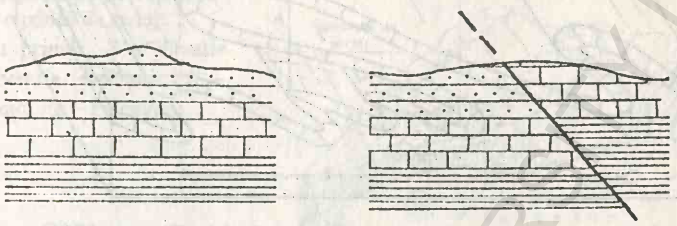


Fig. 133. Încălecare produsă prin forfecare primară.

Lățimea minimă de șariaj poate fi evaluată în raport de elementele tectonice oferite de cartarea geologică; diversele posibilități de evaluare a acesteia sunt redate în figurile 140 și 141; lățimea reală a șariajului nu poate fi estimată decât dacă se cunoaște zona de rădăcină sau "patria" pânzei în cazul șariajelor de decolare gravitațională.

Complexitatea fenomenelor legată de exagerarea faliilor inverse și realizarea șariajelor, duce uneori la formarea unor plane de încălecare secundară. În acest caz se realizează digitații și duplicaturi.

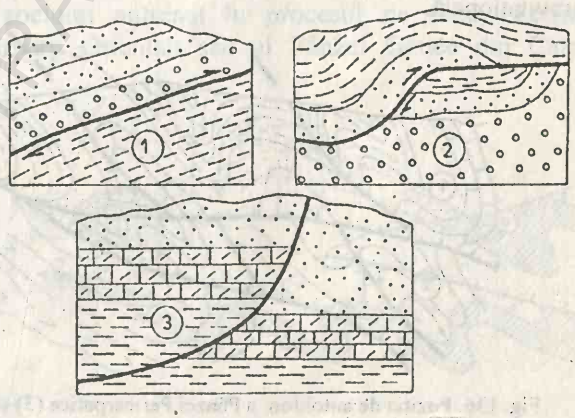


Fig. 134. Alte câteva categorii de falii de încălecare (după Billings, din Pauliuc, Dinu, 1985): *1* – încălecare pe stratificație; *2* – încălecare complexă; *3* – încălecare după falie listrică.

Digitația este o ramificare frontală a unei pânze de șariaj, în timp ce *duplicatura* reprezintă o dedublare a autohtonului (fig. 142). Există uneori tendința ca digitațiile să fie ridicate la rangul de pânze; lucrul nu este normal întrucât această dedublare rămâne pe fondul aceluiași autohton. O structură tipică în digitație se întâlnește în cazul Pânzei de Tarcău din Carpații Orientali în care se distinge o digitație de Asău și una de Tazlău; s-a încercat ca acestea să fie considerate ca pânze de sine stătătoare; ideea a fost abandonată, ambele având același autohton, respectiv

Pânza Vrancei. Structuri de duplicaturi au fost descrise în Autohtonul Danubian (Dacidele marginale) din Carpații Meridionali.

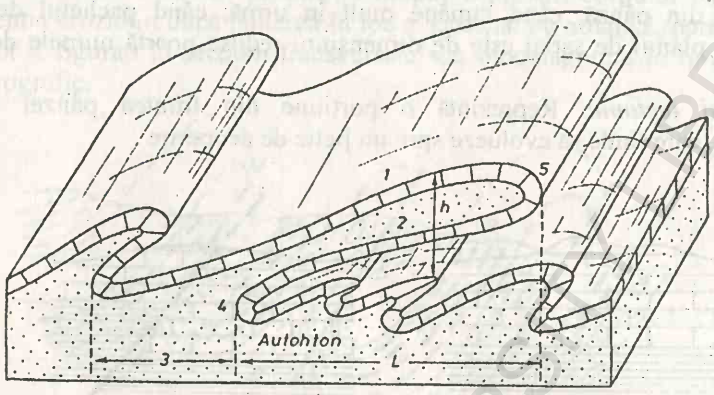


Fig. 135. Elementele unei pânze de acoperire (din Termier, 1956): *1* – flanc normal; *2* – flanc invers; *3* – zona de rădăcină; *4* – sarniera radicală; *5* – sarniera frontală; *L* – lățimea acoperirii; *h* – înălțimea sau grosimea pânzei.

Clasificarea pânzelor de șariaj. În clasificarea acestor structuri trebuie făcută mai întâi distincția între încălecări și șariaje în sensul că în cazul celor din urmă autohtonul și alohtonul corespund la domenii paleogeografice de sine stătătoare (Aubouin, 1973). În clasificările geotectonicii clasice există mai multe categorii de pânze și anume: pânze de șariaj de gradul I sau de supracutare, pânze de șariaj de gradul II sau de forfecare și pânze de șariaj de ordinul III sau de decolare gravitațională.

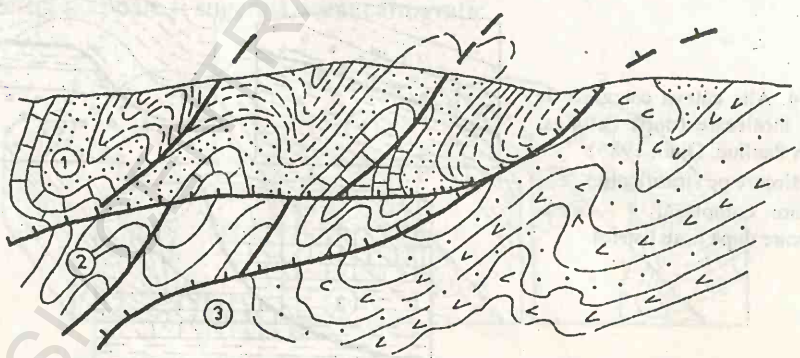


Fig. 136. Poziția de autohton a Pânzei Pericarpatice (*3*) și paraautohton a Pânzei Vrancea (*2*) în raport cu Pânza de Tarcău (*1*).

Pânzele de șariaj de gradul I sau de supracutare (Termier, 1906; Dumitrescu, 1962; Aubouin, 1973) provin din exagerarea cutelor deversate, care datorită forțelor tangențiale evoluează într-o cută - falie prin întinderea flancului invers și apoi prin mărirea deplasării pe planul de forfecare, transformându-se într-o pânză. Procesul a fost imaginat de către Heim (1914; fig. 143) care a stabilit de fapt legătura dintre cutare și procesul de șariaj.

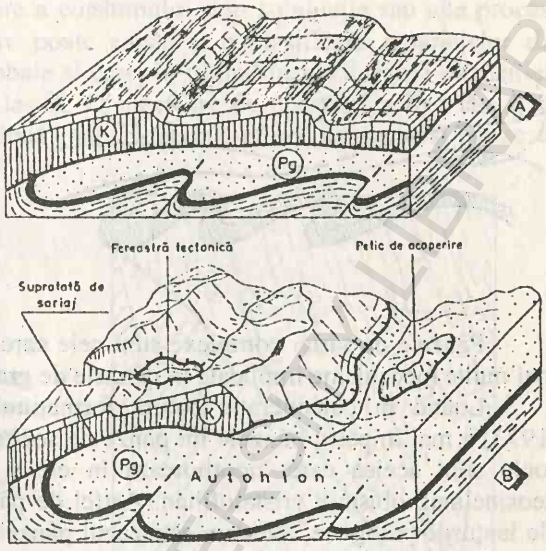


Fig. 137. Blocdiagrame reprezentând o pânză de șariaj: *A* – stadiu primar; *B* – situație după intervenția eroziunii; *K* – Cretacic; *Pg* – Paleogen.

Pânzele se șariaj de gradul II sau de forfecare (Termier, 1906; Fourmarier, 1933; Dumitrescu, 1962, Aubouin, 1973) nu rezultă din subțierea și laminarea flancului invers al cutelor deversate ca la pânzele de gradul I, fiind independente de fenomenul de cutare. Provin din exagerarea unor falii profunde din scoarță, în general cu înclinări mici, de-a lungul cărora are loc deplasarea stivelor de roci mai vechi peste cele mai noi. Se pot forma atât în stive de roci necutate, constituind pânzele de forfecare inițială (*initial shear - thrust*) cât și cutate, respectiv pânzele de forfecare subsecvente (*subsequent shear - thrust*). Pânzele de forfecare sunt recunoscute după prezența soclului antrenat în procesul de șariaj, exemplul pânzelor bucovinice din Carpații Orientali sau al Pânzei Getice din Carpații Meridionali.

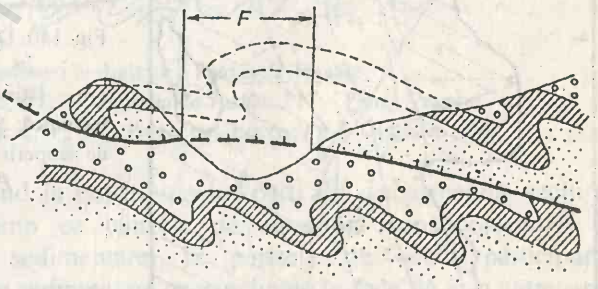


Fig. 138. Fereastră tectonică văzută în secțiune transversală (din Fourmarier, 1950).

Pânzele de șariaj de gradul III sau de decolare gravitațională sunt formate prin decolarea unor mase de roci de pe un substrat de-a lungul unui plan de desprindere sau de delaminație. Se consideră că există pânze de decolare cauzate de forțele tangențiale centripete care provin din exagerarea faliilor de încălecare pe stratificație și pânze de decolare determinate de forțe tangențiale centrifuge sau pânze de curgere în care are loc decolarea cuverturii sedimentare de pe fundamentul său sub impulsul gravitației.

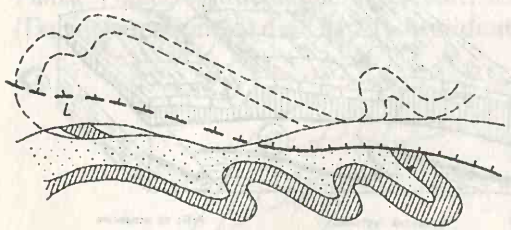


Fig. 139. Lambou de împingere izolat în urma eroziunii (din Fuormarier, 1950).

Pânzele de șariaj complexe sunt cele care în evoluția lor combină două sau mai multe mecanisme implicate în pânzele de gradul I, II și III.

Luând în considerație natura formațiunilor antrenate în șariaj, Aubouin (1973) a mai împărțit pânzele în: pânze de soclu și pânze de cuvertură. Pânzele de soclu sunt acelea care încorporează în ele și părți din fundamentul vechi de geosinclinal, obișnuit cristalofilian. Astfel de pânze sunt specifice zonelor interne ale lanțurilor orogene, așa cum este cazul pânzelor bucovinice, pânzelor getice sau supragetice. Pânzele de cuvertură au în constituția lor numai formațiuni sedimentare și ele pot fi fie de supracutare, fie de decolare gravitațională, așa cum este cazul pânzelor din flișul Carpaților Orientali; ele se consideră specifice zonelor externe ale catenelor dar se constată că pot apare și în internide. Pentru Belousov (1978) pânzele de soclu sunt considerate pânze de profunzime sau penninice, iar cele de cuvertură pânze de tip helvetic.

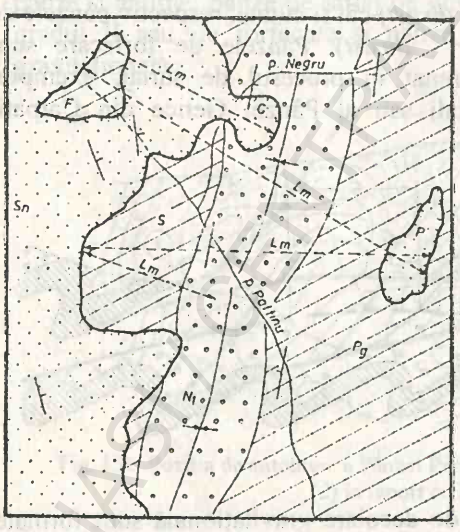


Fig. 140. Determinarea lățimii minime de șariaj în diverse situații cartografice:
Lm – lățimea minimă de șariaj; *F* – fereastră tectonică; *S* – semifereastră tectonică; *P* – petic de acoperire; *C* – cap tectonic; *Sn* – Senonian; *Pg* – Paleogen; N_1 – Miocen.

Analiza catenelor alpine, pe baza hărților retrotectonice arată un contrast net între ariile de sedimentare geosinclinale și catenele rezultate în sensul unei reduceri spațiale notabile. Faptul demonstrează că sedimentele de geosinclinal au fost aduse într-un spațiu din ce în ce mai restrâns, cutându-se și fiind obligate să se dedubleze, realizându-se pânzele de șariaj. Fenomenul are loc, evident, prin scurtarea scoarței

oceanice sau continentale ca urmare a consumului prin subducție sau alte procese încă incomplet elucidate. Ca atare poate exista și o clasificare a șariajelor din punctul de vedere al tectonicii globale și care, în ultimă instanță, preia elementele deja cunoscute din geotectonica clasică. O încercare de acest fel a fost făcută de Săndulescu (1984) care distinge două mari categorii: pânze de soclu și pânze de cuvertură.

Fig. 141. Determinarea lățimii minime de șariaj în cazul unei pânze cu bordură rectilinie - Pânza de Audia în bazinul Moldovei:
1 – Pânza de Audia; Pânza de Tarcău; *2* – Paleocen - Eocen; *3* – Oligocen.

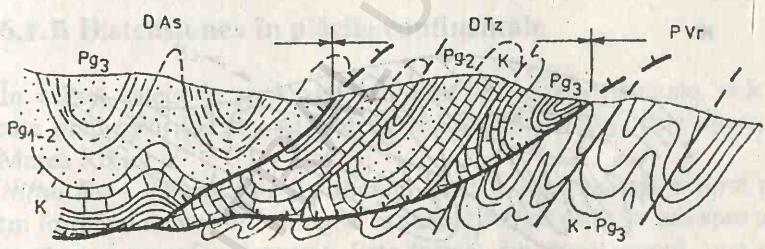


Fig. 142. Structura în digitații a Pânzei de Tarcău:
DAs – Digitația de Asău; *DTz* – Digitația de Tazlău; *PVr* – Pânza Vrancei (autohton); *K* – Cretacic; Pg_{1-2} – Paleocen - Eocen; Pg_3 – Oligocen.

Pânzele de soclu cuprind în constituția lor părți din subasmentul vechi al zonei de geosinclinal în timp ce pânzele de cuvertură sunt constituite în exclusivitate din depozite sedimentare. În pânzele de soclu participarea subasmentului vechi al ariei de sedimentare geosinclinale se face fie prin antrenarea lui în procesul de deformare prin cutare (remobilizare), fie prin forfecare; acestea sunt cele mai frecvente, iar subasmentul antrenat îl constituie soclurile cristalofiliene. În categoria pânzelor de soclu se includ în mod firesc și pânzele de obducție cu antrenarea scoarțelor simatice de natură oceanică; în atare situație pânzele de obducție prezintă în constituția lor ofiolite alături de sedimentarul acumulat în bazinul de geosinclinal în faza de distensiune; uneori se pot desprinde prin obducție de pe placa subdusă numai formațiuni sedimentare, asemenea pânze apropiindu-se de cele de cuvertură.

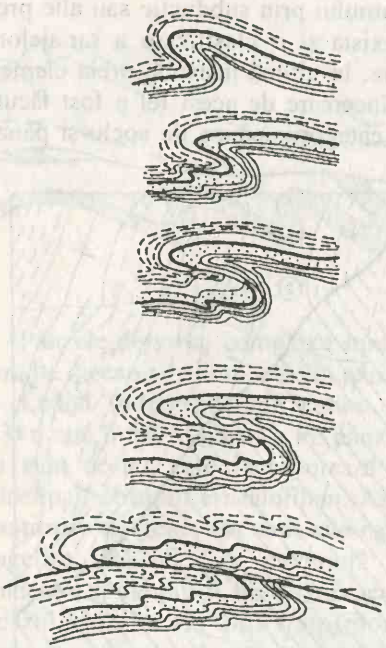


Fig. 143. Stadii succesive în realizarea unei încălecări majore identificată cu pânzele de supracutare (după Heim, 1921).

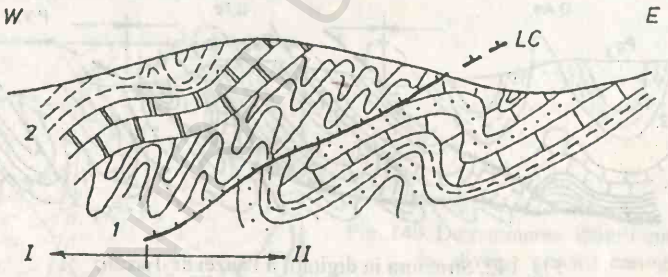


Fig. 144. Șariaj de forfecare (gradul II) - Model Pânza Bucovinică din Carpații Orientali:
1 – Pânza Bucovinică; *1* – soclu cristalin prealpin; *2* – sedimentar mezozoic; *II – autohton* (*Pânza de Ceahlău* - flis); *3* – Formațiunea de Sinaia; *LC* – falia central - carpatică.

În cazul pânzelor de cuvertură are loc o dezlipire de pe soclul simatic sau sialic a formațiunilor sedimentare de eu - sau miogeosinclinal și deplasarea lor peste zone "străine", adiacente. După mecanism pânzele de cuvertură pot fi de forfecare primară sau subsecventă și decolare. Decolarea poate fi gravitațională, pasivă, sau alunecare și decolare determinate de compresiuni prin subșariaj. Cu excepția pânzelor de decolare pasivă toate celelalte, fie de soclu fie de cuvertură, stau în legătură cu fazele tectogenetice de compresiune adică de scurtare a scoarței; cele de decolare gravitațională pasivă pot fi ante- , sin- sau chiar posttectogenetice.

6 STRUCTURILE TECTONICE DE DISTENSIUNE

Structurile de distensiune sunt frecvente în scoarţa Pământului şi se produc la toate scările, de la nivel continental sau subcontinental şi până la nivel regional şi local.

6.1. Distensiunea la scara Globului

Structurile de acest nivel sunt rezultatul unor forţe distensionale la care sunt supuse plăcile litosferice atât în domeniul continental cât şi oceanic.

6.1.1. Distensiunea în plăcile continentale

În acestă categorie se încadrează rifturile intracontinentale, cele mai bine cunoscute fiind rifturile Est - African şi al Baikalului, cât şi cele intercontinentale de tip Marea Roşie.

Riftul Est - African este o structură de talie continentală extinsă pe aproape 3000 km formând depresiuni alungite ce străbat Africa dinspre sud spre nord şi care cantonează mari suprafete lacustre. Este format din două ramuri, una occidentală care începe în zona Lacului Albert, continuă cu lacurile Eduard, Kiwu, Tanganyika, Rukwa şi ajunge până la lacul Malawi (= Nyasa) unde se racordează cu ramura orientală ce urcă spre nord până la lacul Rudolf şi de aici spre zona Afar; pe ramura orientală se află şi zonele vulcanice Kenya şi Kilimanjaro (fig. 145).

Riftul este limitat de abrupturi, relief determinat de faliile normale majore, încât apare ca o vale largă de 40 - 50 km cu fundul la circa 2000 m faţă de platourile înconjurătoare; fundul Lacului Tanganyika se află cu 500 m sub nivelul 0 marin. Structurile africane au fost studiate în cadrul programului GEORIFT (1981 - 1986) cu colaborarea a 18 universităţi şi institute de cercetare, urmărindu-se ramul occidental al riftului şi, mai ales, Lacul Tanganyika. Cu o navă special amenajată s-au efectuat investigaţii geofizice şi, în special, seismice, determinări de flux termic şi foraje subacvatice, date corelate cu informaţii obţinute prin teledetecţie satelitară (Masse, 1991). Raţiunea investigaţiilor a plecat de la ideea că riftul Est - African oferă o serie de echivalenţe neogene şi actuale ale riftului care a precedat deschiderea Atlanticului .

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

Datele demonstrează că brațul occidental s-a inițiat ceva mai târziu decât cel oriental și anume în Miocen, și că el se suprapune pe zona de craton african cu soclu cristalin precambrian. Distensiunea supune placa Africană la o tracțiune spre vest și est reprezentând după unii autori (Illies, 1981) o continuare a procesului de dezmembrare a Gondwanei.

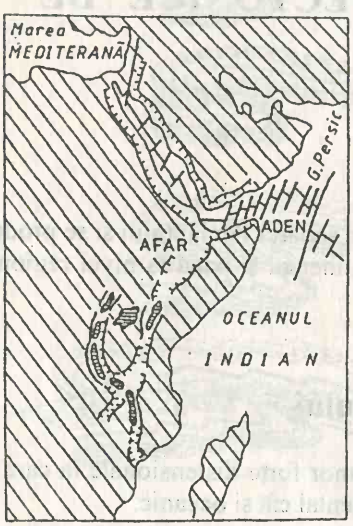


Fig. 145. Riftul intracontinental Est - African și legătura lui cu riftul Mării Roșii prin triunghiul Afar (după Tiercelin, Faure, 1978; Morley *et al.*, 1990).

Ansamblul de grabene și semigrabene - a văii de rift reprezintă rezultatul distensiunii care a reactivat, se pare, vechi aliniamente rupturale și/sau de sutură cu orientări NV - SE. Forma rectangulară sau romboidală a semigrabenelor lasă să se deducă originea lor de bazine pull - apart, generate în tectonica de culisare (Rollet *et al.*, 1991).

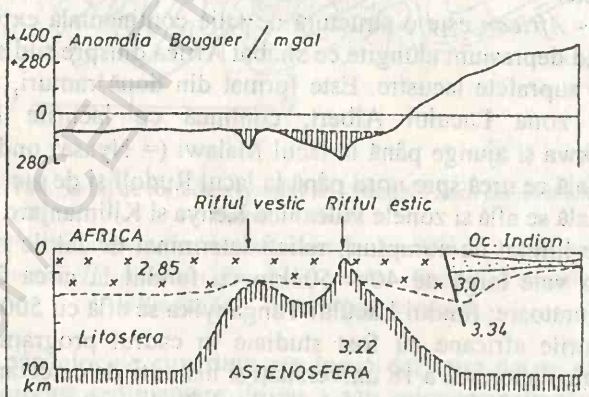


Fig. 146. Secțiune prin riftul Est - African indicând legătură dintre anomalia gravimetrică și fenomenele care afectează mantaua superioară (din Girdler, 1981).

Zona riftului african corespunde unei anomalii gravimetrice negative ce se extinde pe mai mult de 1000 km lărgime, fiind dată de o subțiere a crustei;

fracturările superficiale ale crustei nu sunt, aşadar, decât o consecinţă a fenomenelor profunde petrecute în mantaua superioară (fig. 146). Rama orientală a riftului continuă spre nord făcând prin triunghiul Afar legătura cu riftul Mării Roşii. Triunghiul Afar se prezintă ca o depresiune cu zone joase, sub nivelul mării şi escarpamente ce ating 1000 m faţă de platourile africane; tectonic, zona este foarte activă cu o expansiune de 1cm/an, uneori cu episoade violente. Datele geofizice indică aici dispariţia totală a crustei sialice cu ridicarea astenosferei, emisiuni de lave bazice şi edificarea unei adevărate cruste oceanice (fig. 147). Reprezintă, aşadar, un adevărat rift oceanic, altădată sub nivelul apelor (dovadă prezenţa evaporitelor) în prezent în mod inexplicabil subaerian.

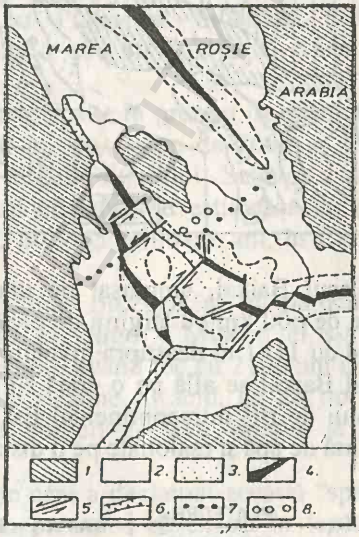


Fig. 147. Structurile tectonice de distensiune din zona Afar la joncţiunea dintre microplaca Nubiei, Arabiei şi Somaliei (după Barberi, Varet, 1978):
1 – fundament cristalin; *2* – sedimente de rift continental; *3* – scoarţă de tip oceanic; *4* – axe de distensiune; *5* – falii transformante; *6* – grabene fără vulcanism; *7* – structuri vulcanice transversale; *8* – vulcanism de tip central.

Cât priveşte evoluţia riftului Est - African se consideră că declanşarea procesului de rifting a avut loc cel puţin din Miocen şi a continuat până în Pleistocen (Tiercelin, Faure, 1978). Unii autori cred că în prezent procesul de distensiune şi fracturare a plăcii africane este pe cale de diminuare, în timp ce alţii presupun că peste 50 milioane de ani toată partea estică a Africii va deveni insulară, constituind o viitoare placă (Somaleză).

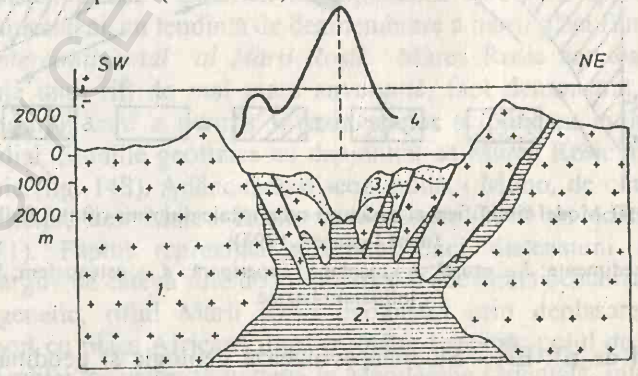


Fig. 148. Secţiune prin riftul Mării Roşii (după Illies, din Theobald, Gama, 1969):
1 – stratul granitic subţiat şi traversat de magme bazaltice (*2*); *3* – sedimentar;
4 – anomalia gravimetrică din zona de ax a riftului.

Riftul Baikalului este astăzi bine cunoscut facând obiectul de studiu al unor programe internaționale (*Upper Mantle Project*), în cadrul cărora a existat o colaborare între specialiștii ruși, americani, belgieni, francezi, germani și japonezi; cunoașterea lui este rodul investigațiilor geofizice, a unor foraje și chiar a explorării subacvatice cu submersibilul Pisces.

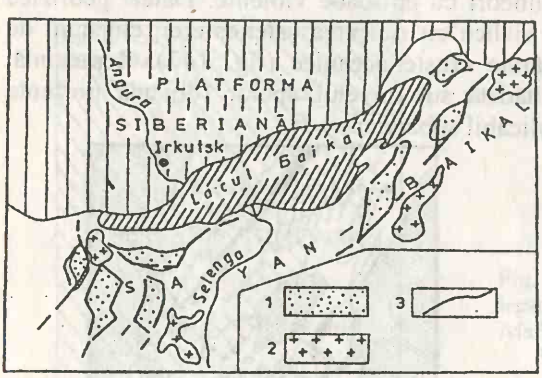


Fig. 149. Zona Lacului Baikal din sistemul de rift Est - Siberian (din Logacev, 1993):
1 – bazine cu umplutură sedimentară; *2* – magmatite bazice; *3* – falii care delimitează bazinele de graben.

Lacul Baikal, amplasat pe unul din grabenele riftului, se extinde pe o lungime de 600 km cu lărgimi de până la 70 km și o adâncime de 1637 m, fundul său fiind cu 1181 m deasupra nivelului oceanic. Din sinteza acestor cercetări reiese că Lacul Baikal se află pe o zonă similară riftului Est - African. El se integrează sistemului de rift intracontinental Est - Siberian care include încă alte 13 bazine lipsite însă de apă și eșalonate pe o distanță de 1800 km (fig. 149).

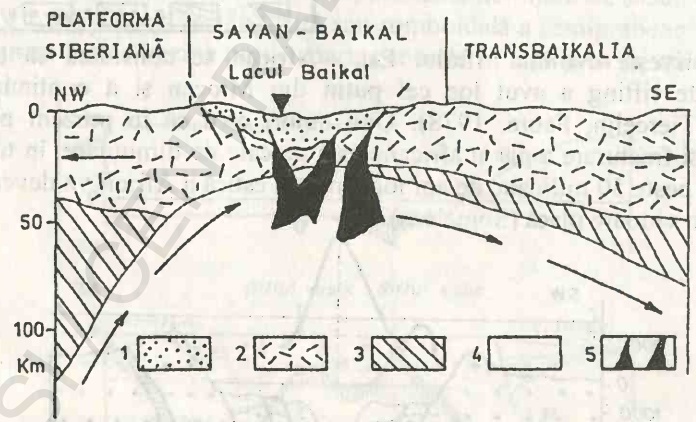


Fig. 150. Model simplificat al structurii subcrustale din zona riftului Baikal (după Logacev, 1993):
1 – sedimente; *2* – crustă; *3* – mantaua superioară; *4* – astenosfera; *5* – intruziuni bazice.

Sistemul de rift Est - Siberian evoluează geologic și geodinamic la limita dintre două zone cu litosferă specifică, Platforma Siberiană (precambriană) la nord și zona de orogen Sayan - Baikal (caledoniană) la sud. Informațiile geofizice

(Logacev, 1993) au demonstrat că această "spargere" continentală, respectiv riftingul, se datorează unui diapir al mantalei, în fapt, un dom astenosferic sub Lacul Baikal, care a determinat o instabilitate termică și gravitațională cu alunecarea spre nord a platformei Siberiene și spre sud a Trans - Baikaliei; în adâncime această alunecare s-a făcut prin fluaj, în timp ce spre suprafață, în condițiile rigide ale scoarței, bazinele de graben, inclusiv al Baikalului, s-au format prin fracturare după falii normale adânci, efect al eforturilor de distensiune.

Fluxul termic este și el mai ridicat decât cel al zonelor limitrofe, efect probabil al aceluiași dom astenosferic. Astfel, au fost măsurate temperaturile în 65 de sonde (Lysak, 1995) constatându-se următoarele valori: până la 1 km temperaturi sub Baikal de 27°C comparativ cu Platforma Siberiană (18°C) și Trans - Baikalia (22°C); între 1 - 3 km ele ajung la 60 - 80°C; între 3 - 5 km ajung la 150 - 200°C.

Estimările seismice au arătat că în bazinele lipsite în prezent de apă grosimea depozitelor acumulate ajunge la 1500 - 2000 m, maximum de 7000 - 8000 m atingându-se în SV Lacului Baikal. Un foraj în delta fluviului Selenga a intrat la 3100 m în Oligocen fără să atingă substratul cristalin; se estimează de aici că începutul riftogenezei se plasează în urmă cu 60 - 65 milioane ani, în Cretacicul superior, eventual Paleocen.

Vulcanismul asociat procesului de rifting prezintă și el particularitați interesante. După o manifestare mai intensă în Oligo - Miocen el s-a redus considerabil în Pliocen - Cuaternar, ultimele erupții având loc cu 2100 ani în urmă. El este bimodal, bazic la început, cu bazalte alcaline, și acid, de tip riolitic, în stadiul final; vulcanismul este sub formă de curgeri de lave, domuri și cratere izolate.

Încercând să localizeze sursa de energie care a declanșat această "spargere" continentală, Molnar și Tapponier (1975) au presupus că ea stă în legătură cu coliziunea indo - eurasiatică care a generat sistemul orogenic himalaian, determinând în spatele său procese distensionale de tip back - arc. Autorii ruși (Logacev, 1993) pun însă la îndoială ipoteza, considerând că propagarea unui stress în litosferă la distanța de 1500 - 2500 km este fizic imposibilă.

Cât privește evoluția viitoare a procesului de rifting din această zonă se bănuiește că sistemul Est - Siberian se deplasează spre NE, spre actuala zonă vulcanică a Kamceatkăi, cu tendință de dezmembrare a marii plăci Eurasiatice.

Riftul intercontinental al Mării Roșii. Marea Roșie are toate caracterele morfologice ale unui rift de mai mare anvergură, fapt demonstrat de afundarea puternică a regiunii care a permis invazia apelor și punerea ei în legătură cu Oceanul Mondial. Studiile geofizice au demontrat că Marea Roșie are o crustă cu caracter oceanic (fig. 148). Adâncimea discontinuității Moho, de circa 10 km este specifică oceanelor, deși Marea Roșie nu depășește 2000 m adâncime (Kahle, Talwani, 1981). Faptul reprezintă rezultatul unei distensiuni de amploare, provocând o lărgire de câteva sute de kilometri și o adevărată oceanizare.

Structogenetic, riftul Mării Roșii evoluează prin deplasarea microplăcii Arabiei în raport cu placa Africană după o rotație senestră; polul de expansiune al microplăcii Arabiei se plasează undeva în Mediterana Orientală. Interesant este că riftul Mării Roșii se pune în legătură prin Golful Aden cu riftul dorsalei Oceanului Indian (Carlsberg) și că fracturile care însoțesc zona cuprinsă între Golful Aquabah

și Liban pe care se amplasează Marea Moartă corespund unor decroșări senestre, conforme cu paralelele polului de expansiune ale microplăcii Arabe; în fapt, fractura din lungul Iordanului reprezintă o falie transformantă a riftului Mării Roșii.

6.1.2. Distensiunea în plăcile oceanice

Distensiunile din domeniul oceanic stau la originea dorsalelor care sunt, după cum se știe, reliefuri submarine cu lărgimi de până la 1000 km, cu denivelări atingând 4000 m și desfășurate ca o centură de peste 52 000 km (fig. 13).

Dorsalele se caracterizează printr-o depresiune centrală încadrată de reliefuri care scad progresiv de o parte și de alta a acestora; aceste depresiuni corespund unor zone afundate limitate de falii normale. Ele mai poartă numele și de zone de acreție (lat. *accretio* - creștere) sau de expansiune a fundului oceanic (engl. *sea floor spreading;* Hess, 1960; Dietz, 1961) și în care se creează anual cca. 3,15 km² de scoarță litosferică (Le Pichon, 1980). Privite prin prisma tectonicii globale, structurile medio - oceanice se caracterizează prin:

- prezența unui rift (engl. *rift* - fisură, crăpătură etc.), adică a unui canal central prin care are loc ascensiunea magmelor bazice din manta cu neoformare de scoarță;

- flux termic ridicat deasupra riftului, care scade treptat pe măsură ce scoarța oceanică se răcește și alunecă lateral; minimum de flux caloric se înregistrează în zona foselor oceanice;

- seismicitate ridicată determinată de descărcările tensionale pe planele de ruptură ale faliilor normale care însoțesc limitele dintre plăci sau pe planele de decroșare ale faliilor transformante;

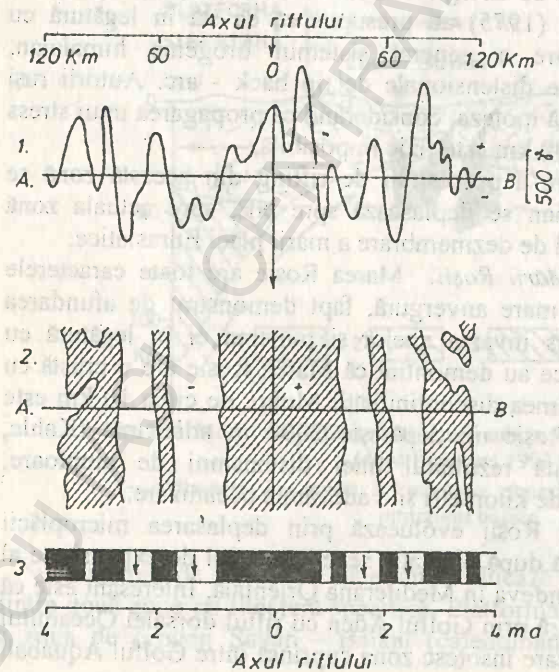


Fig. 151. Model explicativ al anomaliilor magnetice din zona dorsalelor medio - oceanice (din Vine, Matthews):
1 – diagrama anomaliilor magnetice; *2* – aspect cartografic; *3* – anomaliile magnetice; (+) – anomalii de maxim; (-) – anomalii de minim; săgețile indică polaritatea magnetică inversă.

- prezența anomaliilor magnetice de minim și maxim, în fâșii paralele, alternante de o parte și de alta a riftului, de vârstă descrescândă în sensul centru - lateral, descoperite de Masson (1958) și materializând însăși mișcarea divergentă a plăcilor (Vine, Matthews, 1963); minimele și maximele rezultă din suprapunerea fâșiilor de polaritate magnetică normală și inversă cu polaritatea magnetică actuală a Pământului (fig. 151);

- lipsa sedimentelor în partea centrală a riftului în care are loc efuziunea de bazalte și prezența depozitelor din ce în ce mai vechi, cu cât ne deplasăm de o parte și de alta a acestuia;

- prezența faliilor transformante, termen introdus de Wilson (1965), care sunt fracturi ce produc deplasări laterale ale riftului (fig. 152, 153) și a căror orientare corespunde cu direcția forțelor de distensiune, adică de deplasare a plăcilor; săriturile faliilor transformante creează denivelări importante ale fundului oceanic, care se anulează de o parte și de alta a riftului; accepțiunea de falie transformantă se referă la faptul că pe traseul ei mișcarea de deschidere dintre plăci se transformă într-o mișcare de alunecare laterală.

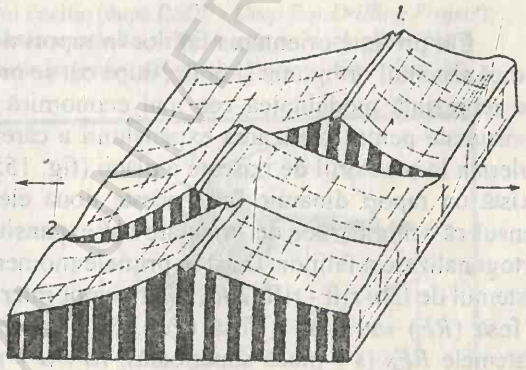


Fig. 152. Deplasarea riftului medio - oceanic după falii transformante (din Bleahu, 1978):
1 – axul riftului; *2* – falii transformante; benzile negre – anomalii de maxim magnetic; benzile albe – anomalii de minim magnetic.

De reținut că faliile transformante se deosebesc de faliile de decroșare obișnuite. În cazul decroșărilor, jocul diferențiat și divergent al compartimentelor este același în tot lungul faliei, seismele fiind posibile pe întregul lor traseu; la faliile transformante nu există mișcare divergentă decât pe intervalul dintre riftul deplasat (fig. 153); faptul a fost presupus de Wilson și confirmat ulterior prin analiza atentă a Dorsalei Medio - Atlantice (Sykes, 1967).

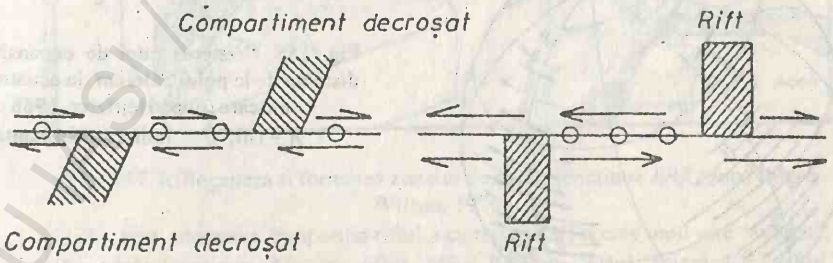


Fig. 153. Diferența dintre faliile transformante și decroșări (din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975): o – focare seismice.

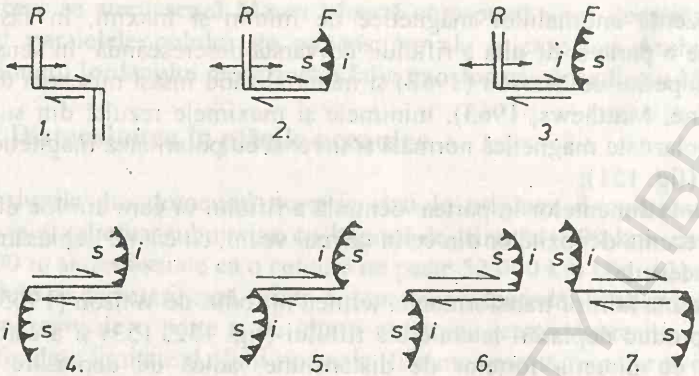


Fig. 154. Tipuri de falii transformante (din Bleahu, 1983):
1 – RR; 2 – RFs; 3 – RFi; 4 – FsFs; 5 – FiFi; 6 – FsFi (superioară dreaptă - inferioară stângă); *7 – FsFi* (inferiaoră dreapta - superioară stânga); *s* – placă superioară; *i* – placă inferioară în subducție; *R* – rift; *F* – fosă.

Cât privește orientarea faliilor în raport de rifturi, cazurile cele mai frecvente indică sistemul ortogonal și oblic; după cât se presupune situațiile rezidă în faptul că ele reprezintă modalitatea cea mai economică din punctul de vedere al energiei consumate pentru realizarea expansiunii a cărei rată crește cu distanța de la polul eulerian la ecuatorul de mișcare a plăcii (fig. 155). Pe parcursul evoluției dorsalelor există un raport dinamic între aceste două elemente structural - morfologice, în sensul că schimbărilor de orientare ale expansiunii li se suprapune o adaptare prin ortogonalizare a faliilor. Dacă în primele momente ale riftogenezei vom avea numai sistemul de falii rift - rift (*RR*), ulterior pot interveni și alte situații și anume falii rift - fosă (*RF*) sau fosă - fosă (*FF*). Sub raport dinamic interesante sunt apoi și sistemele *RFs* (*s* - placă superioară), *RFi* (*i* - placă inferioară), *FsFs* și *FiFi* (fig. 154); cum în procesul de subducție are loc o migrare prograda a plăcii superioare prin acretare, în sistemele *RFs*, *FsFs* și *RFi* și *FiFi* se produce, în primul caz, o mișcare divergentă cu alungirea faliilor transformante și o mișcare convergentă, cu scurtarea acestora în cel de al doilea.

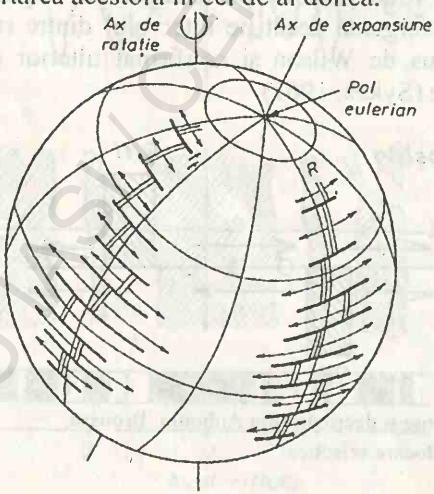


Fig. 155. Creșterea ratei de expansiune cu distanța de la polul eulerian la ecuatorul de mișcare (după Heirtzler, 1968):
R – rift; *ft* – falii transformante.

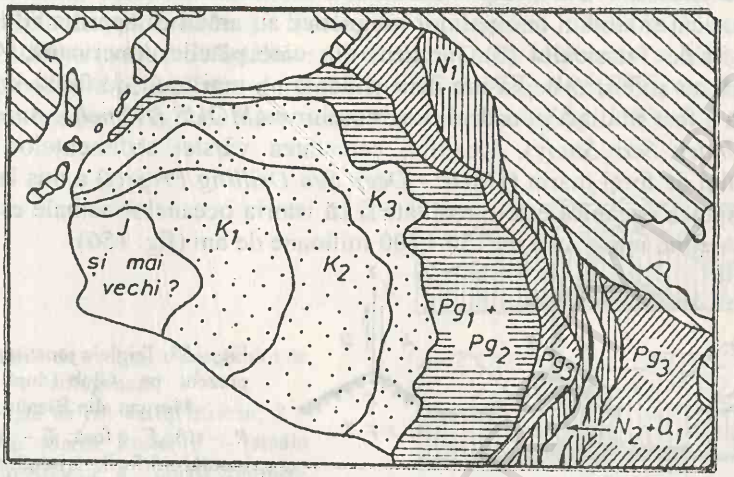


Fig. 156. Vârsta scoarței Oceanului Pacific (după *DSDP - Deep Sea Drilling Project*): de notat asimentria pronunțată determinată de șariajul spre vest al plăcii Nord - Americane, evoluat până la educția în zona Californiei a Dorsalei Est – Pacifice.

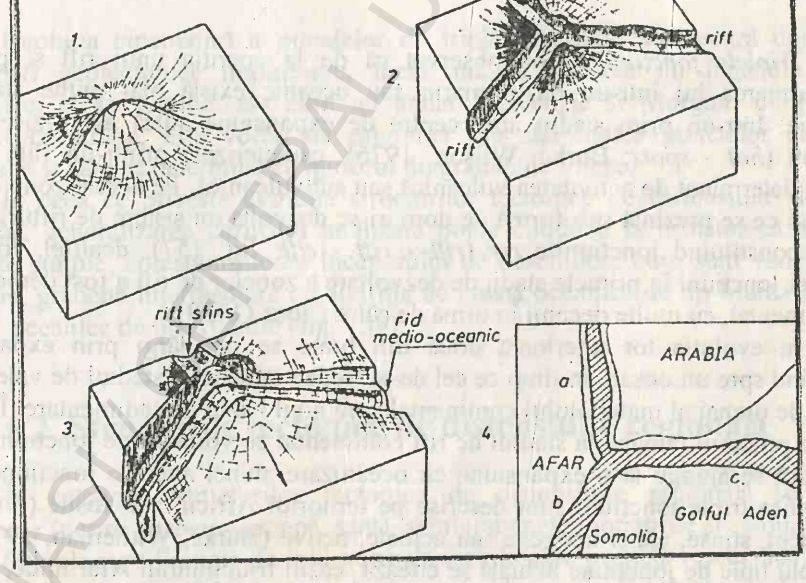


Fig. 157. Riftogeneza si formarea zonelor de triplă joncțiune *RRR* (după Burke, Wilson, 1976):

1-3 – faze succesive în apariția riftului cu trei brațe din care unul este "avortat";
4 – tripla joncțiune Afar; *a* – riftul Mării Rosii; *b* – riftul Etiopian; *c* – riftul Aden.

Cea mai bine cunoscută la ora actuală este dorsala Medio - Atlantică. Vârsta depozitelor cât și studiul anomaliilor magnetice au arătat că apariția riftului a avut loc spre finele Triasicului (?), moment din care plăcile Americane, Africană și Eurasiatică au suferit o deplasare distensională pe mai mult de 2000 km. Dorsala respectivă a fost studiată în cadrul programului *FAMOUS (French - American Mid Ocean Under Sea Study)*. Dealtfel, cercetarea vârstei sedimentelor în cadrul programului de foraj marin (*DSDP - Deep Sea Drilling Project*) a dus la concluzia că expansiunea oceanică este o realitate și că istoria oceanelor actuale este aproape comună, nefiind mai veche de 150 - 200 milioane de ani (fig. 156).

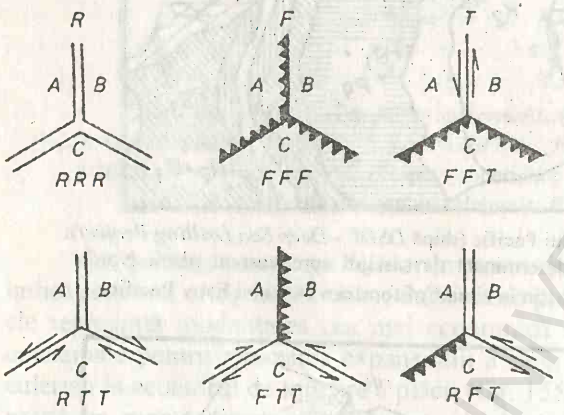


Fig. 158. Triplele joncțiuni întâlnite în prezent pe Glob (după McKenzie, Morgan, din Bleahu, 1983):
R – rift; *F* – fosă; *T* – falie transformantă; vârfurile triunghiurilor indică sensul subducției; *A*, *B*, *C* – plăci.

Triplele joncțiuni. S-a observat că de la apariția unui rift și până la transformarea lui într-un bazin marin sau oceanic există mai multe stadii de evoluție. Într-un prim stadiu apar centre de expansiune adică așa - zisele pete fierbinți (*hot - spots*; Burke, Wilson, 1976), caracterizate printr-un flux termic ridicat determinat de activitatea vulcanică sau subvulcanică. Pe aceste zone de pete fierbinți ce se prezintă sub formă de domuri se dezvoltă un sistem de rifturi cu trei brațe, constituind joncțiunile *rrr* (*rift - rift - rift*; fig. 157); dealtfel, formarea triplelor joncțiuni în primele stadii de dezvoltare a zonelor de rift a fost demonstrată experimental, cu multe decenii în urmă de către Cloos (1939).

În evoluția lor ulterioară două din brațe se pot lărgi prin expansiune, evoluând spre un ocean, în timp ce cel de-al treilea rămâne la stadiul de vale de rift cu rol de drenaj al materialului continental spre noul bazin de sedimentare. În cazul în care procesul rămâne la stadiul de rift continental se vorbește de joncțiuni de tip *rrr*; dacă se ajunge la o expansiune cu oceanizare atunci avem o joncțiune *RRR*. Asemenea triple joncțiuni sunt descrise pe teritoriul Africii, atât fosile (jurasico - cretacice), stinse, cât și neogene sau actuale, active (Burke, Whiteman, 1973). Ca exemplu tipic de joncțiune actuală se citează cazul triunghiului Afar unde, de la o joncțiune *rrr* s-a ajuns la o joncțiune *RRR* demonstrată de lărgirea până la o adevărată oceanizare a Mării Roșii și a Golfului Aden.

O joncțiune fosilă se consideră zona Deltei Nigerului din Golful Guineea. Depresiunea Benue pe direcția nord - estică a acestei delte se consideră brațul de rift "avortat", celelalte două evoluând în legătură cu deschiderea Atlanticului de Sud. Dar, acest tip de triplă joncțiune este legat în exclusivitate de fenomenul de

riftogeneză. Cum însă, în cuplul de fenomene expansiune - subducție intervin rifturile, faliile transformante și fosele, se înțelege că cele trei elemente vor determina diferite moduri de întâlnire a trei plăci. După McKenzie și Morgan există 16 sisteme posibile de întâlnire după *RRR*, *FFF* și *TTT*, *RRF*,*RTF*, etc din care în actual se cunosc pe Glob doar 6 asemenea triple joncțiuni (fig. 158).

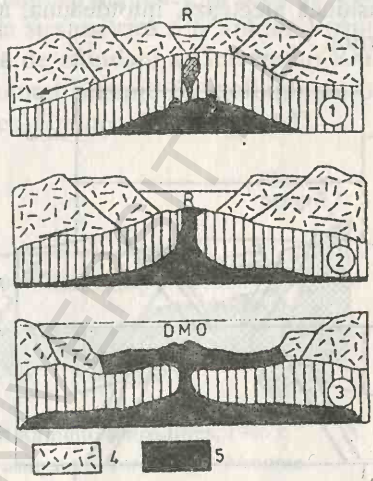


Fig. 159. Stadiile de evoluție a procesului de riftogeneză:
1 – stadiul vale de rift de tip african; *2* – stadiu de tip Marea Roșie; *3* – stadiu oceanic de tip Atlantic; *4* – crustă continentală; *5* – crustă oceanică; *R* – rift; *DMO* – dorsală medio - oceanică.

Evoluția cinematică a punctelor de triplă joncțiune antrenează după sine schimbări geotectonice importante, încât analiza acesteia nu îngăduie jocuri fanteziste, ci se supune, așa cum au arătat McKenzie și Morgan, unor reguli geometrice stricte; este vorba de migrarea sau stabilitatea punctelor de triplă joncțiune și care se determină cu ajutorul diagramei de viteze.

În ceea ce privește evoluția structurilor tectonice de distensiune de nivel superior, generalizarea cazurilor analizate poate conduce la următoarea schemă: grabene simple, corespunzătoare începutului de deschidere cum sunt văile de rift africane, grabene intermediare cu apariția de crustă oceanică de tip Marea Roșie și bazine oceanice de tip Atlantic (fig. 159).

6.2. Structurile tectonice de distensiune regională

În categoria structurilor tectonice de distensiune regională se includ grabenele (germ. *graben* - groapă, șant), semigrabenele, horsturile și semihorsturile (fig. 160); ele sunt limitate de falii normale față de care primele reprezintă zone de afundare, în timp ce ultimele apar dimpotrivă ridicate. În cazul semigrabenelor și semihorsturilor, faliile normale care le delimitează au aceeași orientare.

Structural, grabenele sunt separate de un sistem de falii normale convergente, care separă un bloc - pană afundat; în majoritatea cazurilor blocul - pană principal este fragmentat de numeroase falii care delimitează blocuri secundare înclinate (fig. 161). Blocul - pană este delimitat de falii normale convergente ce prezintă căderi în medie de 60 - 65°; lățimea medie a grabenelor

apare deci ca o funcție a adâncimii blocului până și poate fi de la câteva zeci de metri la micrograbene până la peste 100 km în cazul *aulacogenurilor* (Illies, 1980). Cinematic, riftogeneza care controlează formarea structurilor de graben se datorește distensiunilor ce se exercită lateral de axul acestora; se consideră că în majoritatea cazurilor grabenele se suprapun unor zone de milonite sau unor aliniamente de dyke - uri de vârstă hercinică sau precambriană. Faptul demonstrează că distensiunea afectează, întotdeauna, aliniamente preexistente de slabă rezistență a soclurilor.

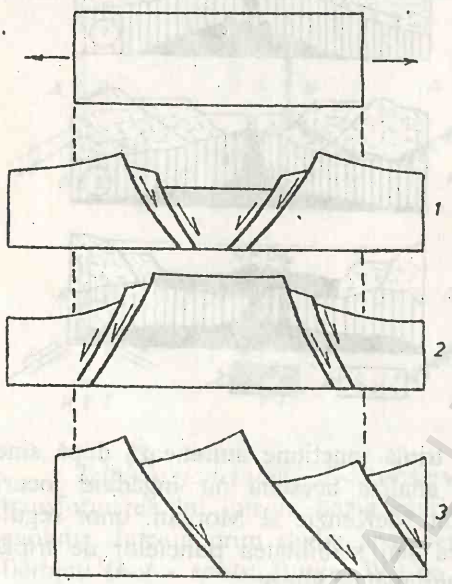


Fig. 160. Structuri de distensiune regională:
1 – graben; *2* – horst; *3* – semigrabene și semihorsturi.

Ca mecanism se presupune că subțierea scoarței prin distensiune determină ridicarea mantalei, care are drept urmare nu numai ascensiunea magmelor ci și formarea unui dom termal, cu resorbția parțială a zonei de rădăcină a blocului - pană. Deplasarea simetrică a umerilor de graben se face pasiv, fiind impusă de expansiunea materialului astenolitic care determină o alunecare gravitațională a scoarței în adâncime, corelată cu o fracturare casantă după falii normale în partea superioară a acesteia.

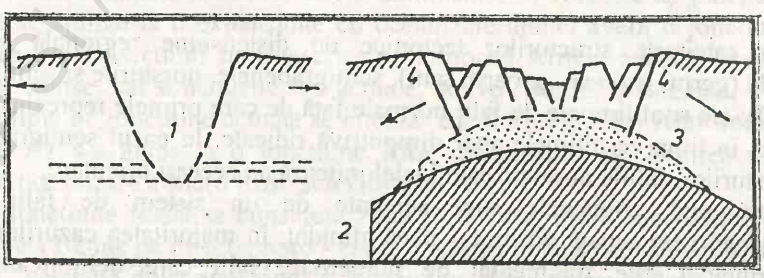


Fig. 161. Geneza structurilor de graben (din Illies, 1980):
1 – bloc pană delimitat de falii normale; *2* – manta; *3* – dom termal; *4* – umeri de graben.

Cel mai des citat din această categorie de structuri este grabenul Rhinului. Riftogeneza acestuia a început în Eocen și s-a prelungit până în Miocenul inferior (Theobald, Gama, 1969; Illies, Greiner, 1978). Momentul formării sale corespunde cu paroxismul cutărilor și realizării șariajelor din orogenul alpin; din acest motiv unii autori (Illies, Greiner, 1978) pun formarea acestui graben de dimensiuni reduse pe seama fenomenului de subducție - coliziune din fața Alpilor Occidentali. Această subducție a determinat o ascensiune diapiră a mantalei în zona de Vorland, ascensiune care a dus la o deplasare bilaterală și simetrică a Munților Vosgi spre vest și Pădurea Neagră spre est. Blocul - pană de afundare a Grabenului Rhinului urmează linia de creastă a acestui diapir, conturat seismic de izoliniile adâncimii discontinuității Moho (Edel *et al.*, 1975 în Illies, Greiner, 1978; fig. 163).

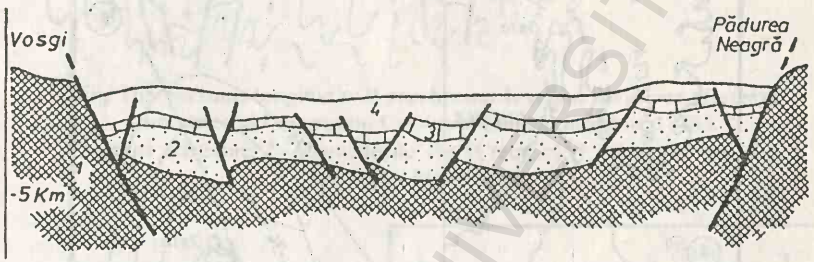


Fig. 162. Secțiune geologică prin grabenul Rhinului (după Illies, 1967):
1 – substrat hercinic; *2* – Triasic inf.; *3* – Triasic sup. - Jurasic; *4* – Neozoic.

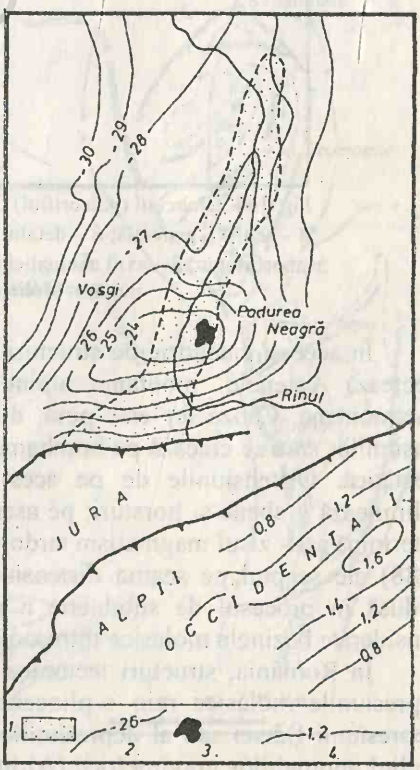


Fig. 163. Grabenul Rhinului (după Illies, Greiner, 1978):
1 – depresiunea de graben; *2* – izoliniile adâncimii discontinuității Moho; *3* – vulcanul Kaiserstuhl; *4* – izoliniile mișcării de ridicare a catenei alpine (mm/an).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin studiul depozitelor corelate s-a demonstrat că deplasarea Munților Vosgi și Pădurea Neagră ca umeri laterali ai grabenului s-a făcut simultan cu subsidența acestuia. Magmatismul asociat constituie astăzi zona vulcanului Kaiserstuhl, considerat primul centru de expansiune (*hot spot*) din riftogeneza grabenului. Există și structuri de distensiune regională mai vechi, prealpine, respectiv paleograbene. Între acestea cel mai bine cunoscut este grabenul Oslo de vârstă permiană (fig. 164). Datele geofizice, și în special seismice și gravimetrice, arată că la originea lui stau fenomene subcrustale ca și în cazul Grabenului Rhinului. Este vorba de același diapirism al mantalei sugerat în prezent de conturul izoliniilor adâncimii discontinuității Moho.

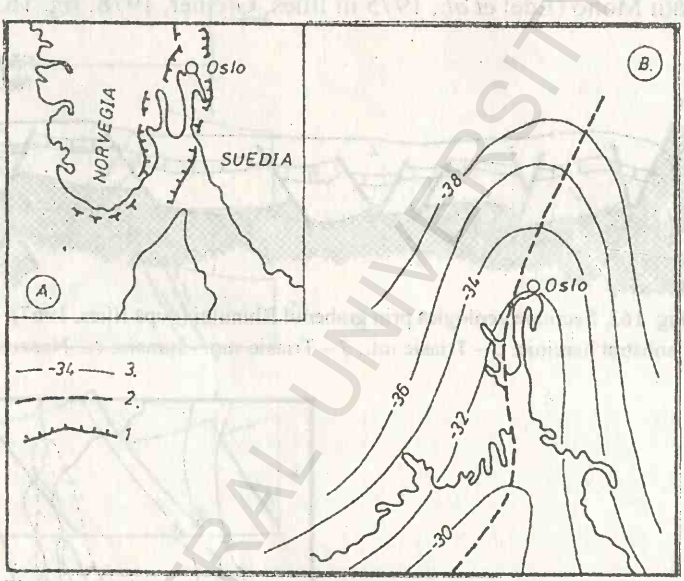


Fig. 164. Grabenul (paleoriftul) Oslo (din Ramberg, Spjeldnes, 1981): *A* – schiță generală; *B* - detaliu; *1* – falii care delimitează grabenul morfologic; *2* – axul anomaliei gravimetrice; *3* – izoliniile discontinuității Moho (adâncimea în km).

În aceeași categorie de structuri trebuie incluse și o parte din fracturile care afectează catenele montane alpine și care generează bazinele molasice intramontane. Cauza lor este pusă, după unii autori (Mattauer, 1980), pe seama tensiunilor care se creează pe bombamentul catenelor realizat în etapa de reajustare izostatică. Distensiunile de pe acest bombament generează falii normale care delimitează grabene și horsturi; pe asemenea fracturi s-ar insinua și magmele care determină așa - zisul magmatism tardorogenic. După alte păreri (Royden, Burchfiel, 1988) ele se pun pe seama distensiunilor la care este supusă placa superioară, obdusă în procesul de subducție a plăcii inferioare; în această categorie sunt considerate bazinele molasice intracarpatice din sistemul pannonic.

În România, structuri tectonice de distensiune regională pot fi considerate depresiunile molasice mio - pliocene care însoțesc lanțul Carpatic. Este cazul Depresiunii Bârsei sau al depresiunilor Ciucurilor. Pentru depresiunile Ciucurilor studiul anomaliilor gravimetrice (Airinei, 1963) a arătat că acestea se suprapun pe

un fundament afectat de falii normale care separă, de fapt, un sistem de horsturi (Racu, Sâncrăieni) și grabene (Mădăraș, Miercurea - Ciuc, Tușnad - Sat; fig. 166).

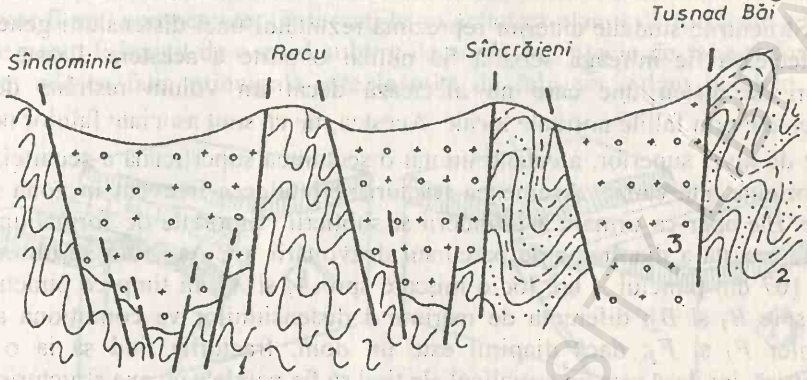


Fig. 165. Secțiune longitudinală prin horsturile și grabenele care afectează fundamentul Depresiunii Ciucurilor (după Bandrabur, 1974):
1 – șisturi cristaline; *2* – depozite de flis (Cretacic); *3* – depozite lacustre (Pliocen - Pleistocen).

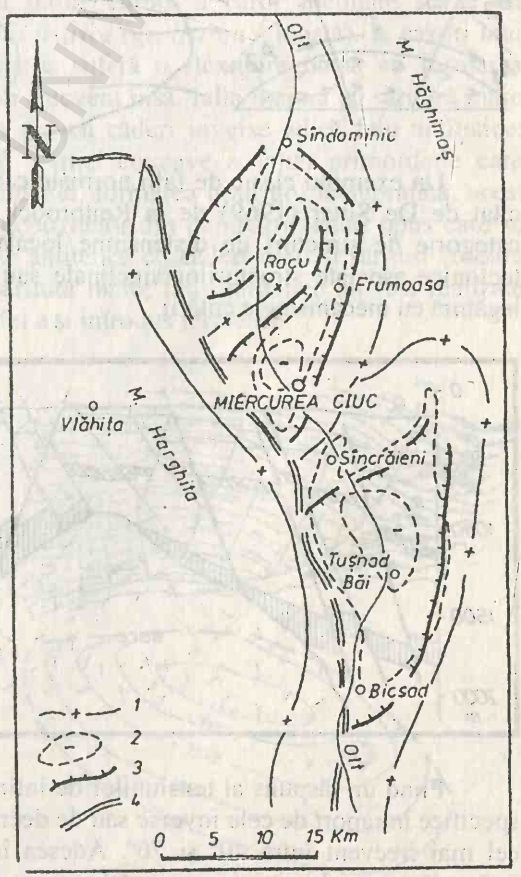


Fig. 166. Sistemul de grabene și horsturi din fundamentul Depresiunii Ciucurilor, indicat de anomalia gravimetrică (după Airinei, 1963):
1 – axe de maxim; *2* – anomalii de minim; *3* – falii normale care delimitează grabenele și horsturile; *4* – fractura majoră a Munților Harghita.

BCU IAȘI - CENTRALA UNIVERSITARĂ

6.3. Structurile tectonice de distensiune locală

Structurile studiate anterior reprezintă rezultatul unei distensiuni genealizate care afectează fie întreaga scoarță fie numai o parte a acesteia. Există însă și structuri de distensiune care nu afectează decât un volum restrâns de roci, reprezentate prin faliile normale locale. Acestea, fie că sunt asociate faliilor normale majore de nivel superior, afectând numai o secțiunea superficială a scoarței, fie că au la origine alte cauze. Asemenea fracturi se întâlnesc frecvent în zona cutelor diapire. Ele apar ca urmare a întinderii și subțierii suportate de formațiunile din zona de creastă a diapirelor pe parcursul dezvoltării lor. Așa cum se observă din figura 167 din punctul *A* are loc o mișcare spre A_1 și A_2, în timp ce punctul *B* se mișcă spre B_1 și B_2; diferența de mărime a distensiunilor va condiționa apariția fracturilor F_1 și F_2; dacă diapirul este un dom, fracturile tind să ia o formă concentrică, iar dacă este un anticlinal ele tind să fie paralele cu axa structurii.

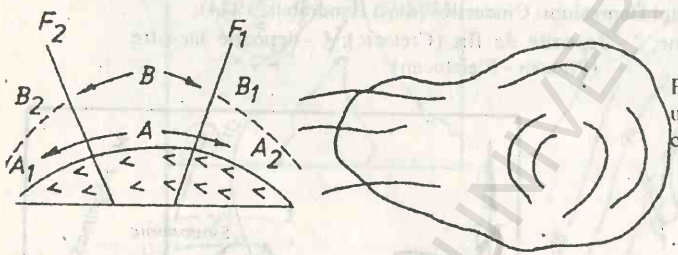


Fig. 167. Fracturi de distensiune ce se creează în zona de creastă a diapirelor salifere (din Holmes, 1965).

Un exemplu clasic de falii normale care afectează structurile diapire este cel citat de De Sitter (1969) de la Reitbroock din Germania (fig. 168). În aceeași categorie de structuri de distensiune locală trebuie considerate și complicațiile tectonice asociate structurilor sinclinale sau anticlinale dar care vor fi tratate în legătură cu mecanismele cutării.

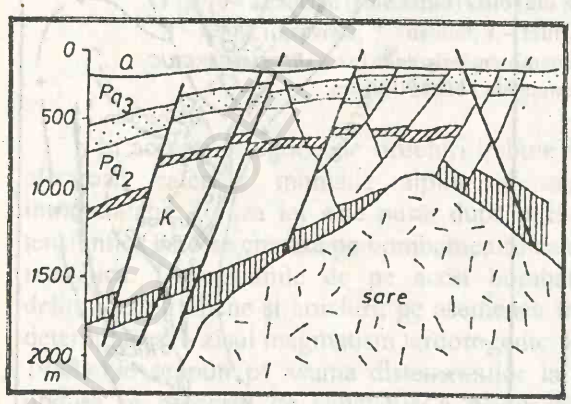


Fig. 168. Rețea conjugată de falii normale asociată structurii diapire de la Reitbrook (după Behrman, din De Sitter, 1969).

Fiind un răspuns al tensiunilor de întindere, faliile normale prezintă trăsături specifice în raport de cele inverse sau de decroșare. Înclinarea planului fracturii este cel mai frecvent între 40° și 70°. Adesea înclinarea lor este variabilă; faptul se întâmplă uneori la una și aceeași falie care este abruptă la suprafață și cu înclinare din ce în ce mai redusă în adâncime. Variația înclinării este atât în funcție de

litologia depozitelor pe care le afectează cât și de anizotropia lor. Planul de falie va fi cu atât mai puțin înclinat cu cât stratele vor fi mai plastice și cu atât mai abrupt cu cât ele vor fi mai competente. Observațiile au arătat că planul de forfecare a faliilor normale poate fi însoțit de o zonă subțire de argilă sau brecie de falie și foarte rar milonite; adesea falia principală este însoțită de falii secundare paralele de tip sintetic.

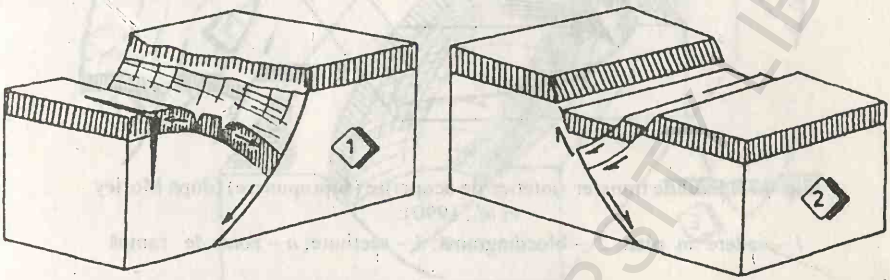


Fig. 169. Falii normale cu caracter listric determinând fie flexurarea blocului coborât (*1*) fie formarea de falii secundare antitetice (*2*) (după Spencer, 1988).

Un caz particular îl reprezintă faliile curbe, a căror înclinare scade cu adâncimea și care poartă numele de *falii listrice* (gr. *listron* - lopată). În cazuri mai rare la faliile listrice blocul din acoperiș suferă o flexurare odată cu formarea fisurilor de tensiune (fig. 169). Cel mai frecvent însă, falia majoră cu săritură mare se asociază cu falii de săritură redusă dar cu căderi inverse adică falii antitetice. După Goguel fenomenul este datorat formei concave a faliei primordiale care determină, ca urmare a mișcării descendente, formarea unui gol la suprafață; acest gol provoacă un apel gravitațional al depozitelor din compartimentul opus care se fracturează. În asemenea situație faliile antitetice cu căderi mari și sărituri ușoare sunt posterioare faliei principale cu săritură mare; falii antitetice au fost realizate experimental de către Cloos care dealtfel a și introdus termenii.

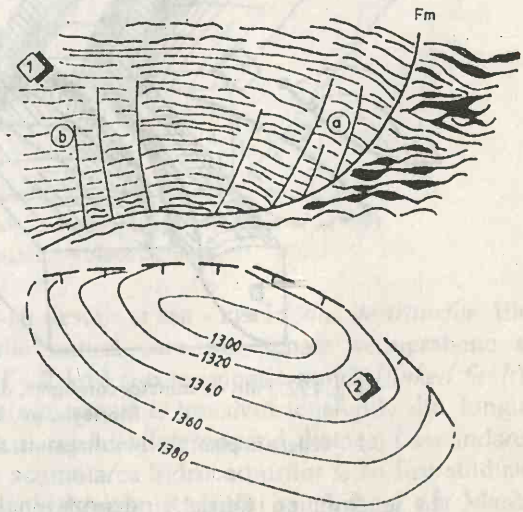


Fig. 170. Anticlinal de rotație (roll – over) conturat seismic în depresiunea Timișoara - Carei (după Dicea *et al.*, 1984):
Fm – falie majoră listrică; *a* – falii sintetice; *b* – falii antitetice; *1* – secțiune; *2* – aspect cartografic în izobate (m).

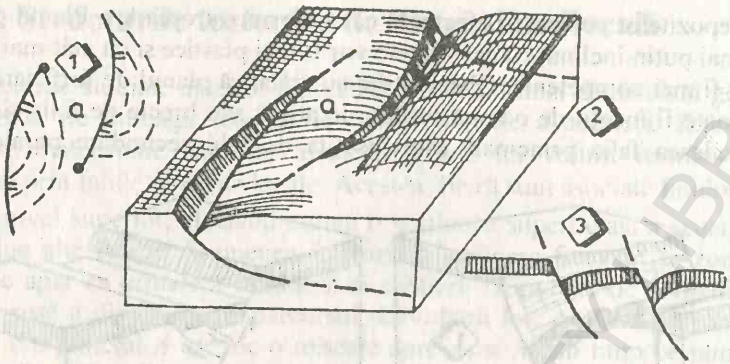


Fig. 171. Falii de transfer sintetice de acoperire (suprapunere) (după Morley *et al.*, 1990):
1 – vedere în plan; *2* – blocdiagramă; *3* – secțiune; *a* – zonă de rampă.

Se crede în mod obișnuit că formarea unei falii corespunde unui episod brutal, de scurtă durată. În realitate, ele au o istorie foarte lungă și uneori complexă. Așa este cazul faliilor contemporane cu sedimentarea (sinsedimentare). În atare situații grosimea formațiunilor diferă de la un compartiment al falie la altul. Faptul nu poate fi explicat decât presupunându-se că falia a funcționat în același timp cu sedimentarea; din acest motiv compartimentul coborât din acoperis a corespuns unei zone mai joase a bazinului de sedimentare în care rata de acumulare a sedimentelor a fost superioară compartimentului opus. În cazul în care într-un compartiment al faliei lipsesc anumiți termeni stratigrafici, înseamnă că el a corespuns unui relief ridicat, emers, în care nu s-a produs sedimentare. Este cazul, spre exemplu, al Sarmațianului din partea estică a Platformei Valahe, care prezintă diferență de grosime (100 - 200 m) între compartimentele faliei Urziceni - Jugureanu (Paraschiv, 1979).

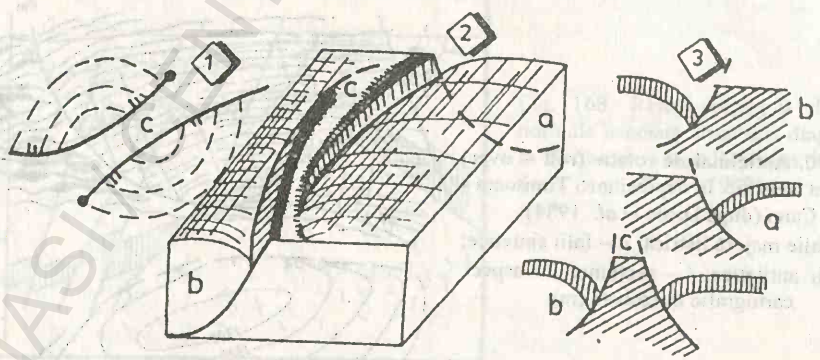


Fig. 172. Falii de transfer conjugate, de acoperire, divergente (după Morley *et al.*, 1990):
1 – vedere în plan; *2* – blocdiagramă; *3* – secțiuni; *c* – zonă de horst

În legătură cu faliile sindepoziționale au fost descrise de către geologii petroliști și așa - zisele anticlinale de rotație (*roll - over*) sau de creștere (Crans,

1980). Asemenea structuri de anticlinale de rotație în legătură cu falii normale au fost descrise și în țara noastră și anume în Pannonianul din Depresiunea Timișoara - Carei (Dicea *et al.*, 1982, 1984).

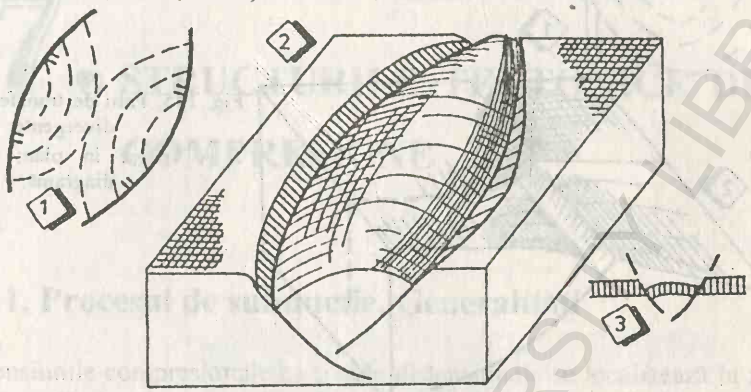


Fig. 173. Falii de transfer conjugate, colaterale și convergente (după Morley *et al.*, 1990):
1 – vedere în plan; *2* – blocdiagramă; *3* – secțiune

Autorii care descriu asemenea structuri le consideră drept anticlinale de curgere gravitațională. După cum se observă în figură 170 stratele din compartimentul superior (acoperiș) suferă o rotație după planul de falie activ, odată cu procesul de sedimentare; ca efect compensatoriu, bolta structurii este afectată de falii distensionale de tip sintetic și antitetic.

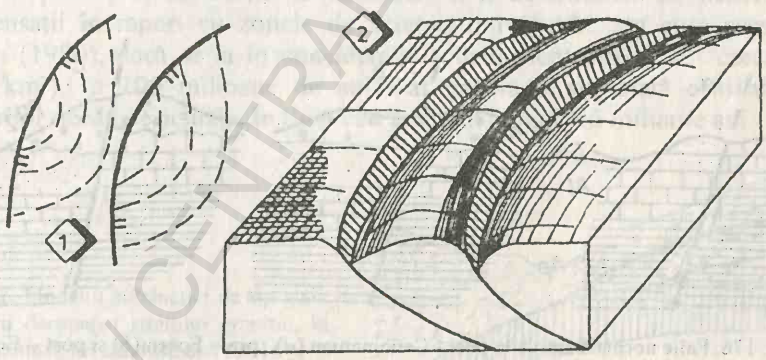


Fig. 174. Falii de transfer sintetice, colaterale (după Morley *et al.*, 1990):
1 – vedere în plan; *2* – blocdiagramă.

În conexiune cu văile de rift s-au descris și așa - zisele *falii de transfer*. Ele reprezintă fracturi secundare de talie redusă care pot separa semigrabene și semihorsturi; au o extindere redusă (1 - 2 km) și o terminație rapidă (*linked fault*). Li se spune falii de transfer întrucât ele transmit, transferă tensiunile din lungul faliilor majore de pe flancuri spre axul riftului, determinând dislocații secundare. Structurile respective au implicații în acumularea hidrocarburilor și au fost studiate atât în cazul Riftului African cât și al Grabenului Rhinului sau Viking din Marea Nordului.

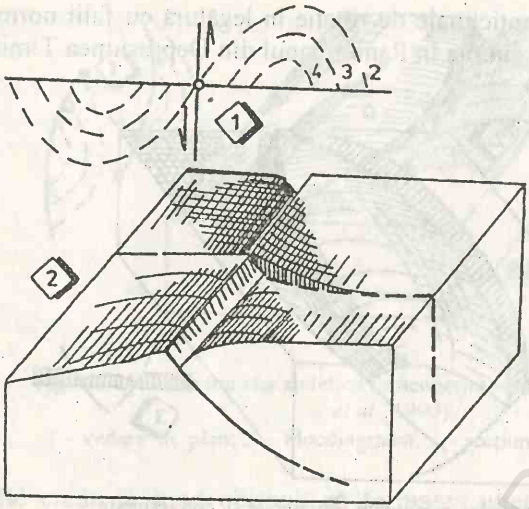


Fig. 175. Falii de transfer coliniare, divergente:
1 – vedere în plan; *2* – bloc diagramă.

Nomenclatura acestui tip de structuri disjunctive a fost pusă la punct de către Morley (1988, în Morley *et al.*, 1990). Clasificarea lor se face după două criterii majore: după sensul dislocării, când se pot distinge falii de transfer conjugate, adică aruncate în sensuri opuse și sintetice, de aceeași orientare și după aspectul cartografic, când pot fi, apropiate (*approaching*), suprapuse parțial (*overlapping*), suprapuse total, zise și colaterale (*completely overlapping*) și coliniare; aceste ultime patru categorii mai pot fi la rândul lor divergente și convergente (fig. 171 - 175).

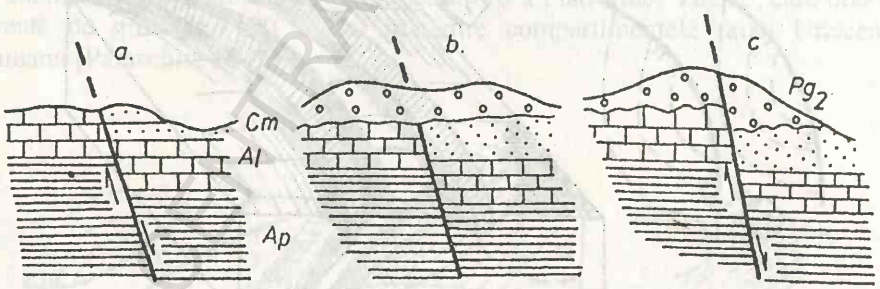


Fig. 176. Falie normală activă în post - Cenomanian (*a*), pre – Eocen (*b*) și post – Eocen (*c*).

Referitor la determinarea vârstei faliilor normale, aceasta se reduce în fapt la precizarea intervalului stratigrafic în care ele au funcționat. Se consideră, în general, că acest interval de timp este cu mult mai mare pentru faliile normale decât pentru cele inverse. Vârsta faliilor se încadrează întotdeauna între stratul cel mai nou prins sub planul de fractură și primul strat neafectat; așa cum se observă și din figura 176, falia a fost activă imediat după depunerea Cenomanianului, mai precis în pre - Eocen și apoi post - Eocen.

7 • STRUCTURILE TECTONICE DE COMPRESIUNE

7.1. Procesul de subducţie. Generalităţi

Tensiunile compresionale ca şi cele distensionale se localizează în zonele de adiacenţă a plăcilor dar, spre deosebire de cele din urmă, primele sunt legate de zonele de subducţie în care are loc consumarea scoarţei create în zonele de expansiune.

Subducţia rămâne cel mai complex proces în cadrul tectonicii globale, dacă luăm în consideraţie faptul că ea oferă o explicaţie unitară pentru o multitudine de fenomene geologice, cum ar fi: vulcanismul, seismicitatea, anomaliile de flux termic, magnetice, gravimetrice, formarea unor structuri geotectonice ale scoarţei de tipul foselor şi arcurilor insulare, constituind, în acelaşi timp, şi suportul înţelegerii orogenezei sau metamorfismului regional.

În principiu, subducţia se consideră a fi determinată de necesitatea unei compensaţii în raport cu zonele de acreţie. Într-adevăr, aşa cum presupune Le Pichon (1980), dacă se ia în consideraţie scoarţa oceanică ce se creează anual (3,15 km²), în 100 milioane de ani s-ar genera o suprafaţă echivalentă cu a fundurilor oceanice actuale, în timp ce Pământul atinge 4,6 miliarde ani.

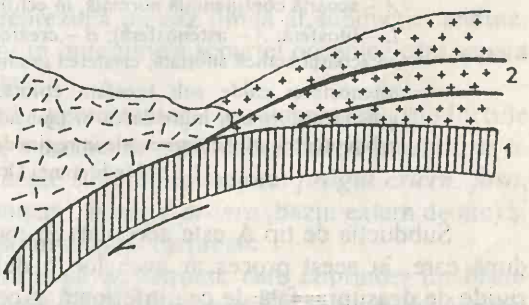


Fig. 177. Modelul subducţiei de tip sialic (*A*) prin decaparea stratului granitic, în viziunea lui Săndulescu (1984): *1* – strat bazaltic; *2* – strat granitic.

Procesul stă, se pare, în legătură cu dezechilibrul gravitaţional al scoarţei oceanice în raport cu astenosfera; scoarţa oceanică, prin răcire, se îngroaşă şi se îngreuiază pe măsură ce se îndepărtează de axul riftului. În acest fel, ea sfârşeşte prin afundare în astenosferă, retopindu-se. Cum nu avem scoarţe oceanice actuale mai vechi de 180 - 200 milioane ani, înseamnă că aceasta reprezintă vârsta la care se atinge punctul critic al dezechilibrului şi când asemenea tip de scoarţe sunt condamnate la dispariţie prin subducţie.

Noțiunea de subducție a fost concepută, de fapt, de către Ampherer în 1906 prin termenul german de *verschlukung*, însemnând a sorbi, a înghiți. Amstutz (1951) introduce un echivalent francez al termenului german, *subduction*, anglicizat mai târziu de către White (1970).

După Bally (1983), există subducție de tipul *A* sau Ampherer, în care are loc descendența scoarței continentale, și subducție de tip *B* sau Benioff, în care procesul antrenează scoarța oceanică. Inițial se admitea numai subducția de tip *B*, avându-se în vedere flotabilitatea ridicată a scoarțelor continentale (McKenzie). Unele elemente care pleacă de la analiza catenelor alpine arată că există însă și subducție de tip *A*. Se pare că subducția de tip *A* succede subducția de tip *B* și ea se referă la consumarea substratului sialic.

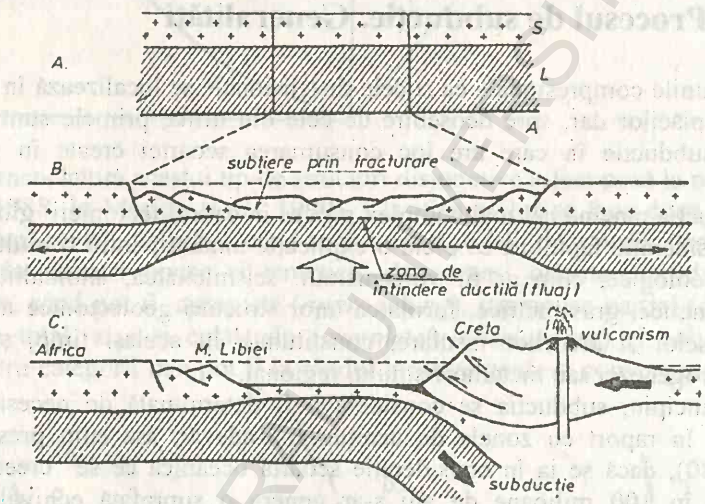


Fig. 178. Etapele de evoluție ale unui ocean sialic cu scoarță subductibilă (din Sengör, Monod, 1980):

A – scoarță continentală normală, în echilibru termic (*S* – scoarță sialică; *L* – litosferă; *A* – astenosferă); *B* – crearea prin distensiune a unui ocean cu scoarță sialică subțiată; creșterea gradientului termic prin ascensiunea astenosferei calde sub litosfera etirată; *C* – revenirea litosferei la grosimea normală, îngreuierea ei (subsidență termică), ceea ce permite subducția scoarței continentale în regim de compresiune (cazul particular al Mediteranei Orientale).

Subducția de tip A este acceptată în modelul lui Bird *et al.* (1975, 1978) și, după care, în acest proces ar avea loc o delaminare a litosferei subcrustale mai rigide de deasupra, față de cea inferioară. Aceeași subducție a scoarței continentale este presupusă și de către Săndulescu (1984) printr-un proces în care, după autor, ar avea loc decaparea crustei continentale de pătura granitică care este antrenată în pânzele de soclu și consumarea doar a păturii bazaltice; în acest proces are loc îngroșarea scoarței continentale prin îngrămădirea pânzelor de soclu (fig. 177).

Există și un alt model, al lui Sengör și Monod (1980), în conformitate cu care, ar exista și oceane sialice, deci cu scoarță continentală subductibilă. După acest model subțierea crustei continentale supusă distensiunii se face printr-un joc

de falii normale în partea superioară și fluaj ductil în partea inferioară a crustei. În acest fel litosfera se subțiază, iar astenosfera caldă urcă pasiv prin compensare izostatică; răcirea astenosferei subjacente antrenează după sine o subsidență termică. Când este atinsă o grosime de întindere de cca 10 km, partea de manta a litosferei este suficient de grea pentru a trage întreg ansamblul în astenosferă și a provoca o subducție a scoarței sialice (fig. 178).

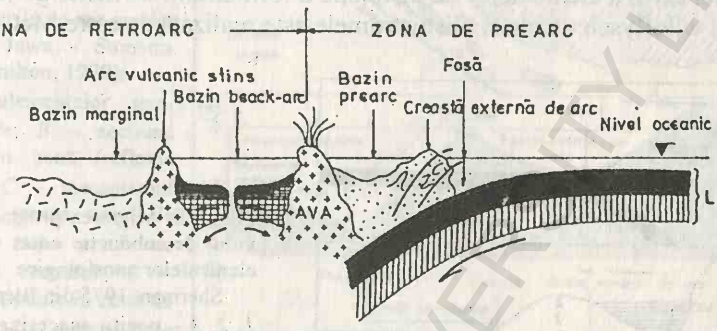


Fig. 179. Schema generală a structurilor geotectonice create în procesul de subducție:
L – litosferă; *AVA* – arc vulcanic activ.

După acești autori, un asemenea model îl reprezintă Mediterana Orientală, care are o scoarță sialică (10 - 15 km) și nu oceanică cum s-a crezut. Aici, fosa Hellenică stă în legătură cu subducția sub arcul insular al Cretei, a fundului Mediteranei solidar cu Placa Africană, fosă bine studiată prin observații făcute din submersibil în cadrul programului *HEATH* (*Hellenic Arc and Trench*).

Sub raport tectonic interesează, bineînțeles, elementele structural - morfologice care se asociază zonelor de subducție. Sunt recunoscute subducțiile intraoceanice de tip arc insular și subducțiile de tip andin. Coliziunea continent/continent de tip himalaian reprezintă un caz limită al subducției andine, producându-se, ca urmare a consumării în întregime a scoarței oceanice care separa inițial cele două mase sialice continentale.

Cele mai complexe structuri geotectonice le generează subducțiile intraoceanice. În secțiune transversală, o asemenea zonă de subducție prezintă de la exterior spre interior următoarele elemente structurale majore: *pragul extern*, *fosa*, *complexul de subducție* (prisma acreționară), *bazinul prearc* (bazin extern de arc) și *arcul insular vulcanic*, împreună, constituind zona de prearc.

În spatele acesteia se desfășoară zona de retroarc care cuprinde: un *bazin marginal activ*, de expansiune secundară (back arc), *arcul vulcanic vechi*, inactiv (arc remanent) și *bazinul marginal inactiv* (fig. 179). Arcurile remanente, bazinele marginale inactive și evoluția progresivă a prismei acreționare se datoresc fenomenului de migrație retrogradă a frontului vulcanic și progradă a muchiei fosei (fig. 180). În cazul subducțiilor active, complexul acreționar se dezvoltă puternic, generând o creastă externă de arc care separă bazinul prearc de fosă; această creastă poate fi submersă sau chiar emersă așa cum se observă în zona Java - Sumatra (fig. 181).

În fine, în legătură cu procesul de consum, este de reținut geneza complexului de subducție. Complexele de subducție sau prismele de acreție nu sunt cunoscute în detaliu dar au putut fi examinate acolo unde ele au fost încorporate catenelor de orogen. Modelul structural al acestora îl reprezintă formațiunile cunoscute de multă vreme drept *mélange*. Tecto și petrotipul complexului de subducție este socotit mélange - ul franciscan din California, încorporat astăzi Munților de Coastă (Coast Ranges). Dealtfel, o sinteză asupra structurii, compoziției cât și a elementelor de distincție a formațiunii de mélange față de altele cum ar fi : wildflysch - urile și olistostromele este realizată de către McCall (1983).

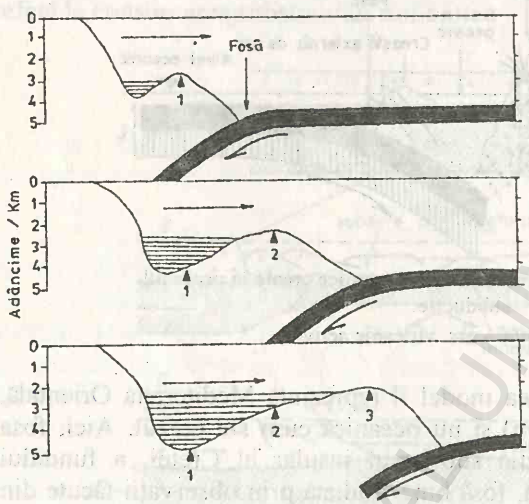


Fig. 180. Migrarea progradă a complexului de subducție odată cu deplasarea elementelor morfologice (după Karig, Sherman, 1975 din Bleahu, 1983):
1, 2, 3 – poziții succesive ale muchiei fosei.

În mare, mélange - ul este o formațiune haotică compusă din fragmente și blocuri de elemente sedimentare autohtone și de elemente exotice (alohtone) antrenate tectonic și cuprinse într-o matrice în general pelitică. În zona de subducție, stratele cu competență mai ridicată, cum sunt gresiile, sunt supuse la tensiuni compresive dar și de întindere; prin compresiune iau naștere microfalii de încălecare, iar prin întindere fracturi de forfecare cu înclinări la 60° ce duc la destrămarea stratelor prin budinare. Blocurile exotice sunt cherturile cu radiolari, calcarele pelagice și, mai ales rocile eruptive din categoria bazaltelor, serpentinitelor sau peridotitelor și care sunt cuprinse sub termenul grecesc de *ofiolite*. Matricea mélange - ului este formată din material pelitic ușor deformabil care poate suferi un metamorfism de presiune înaltă și temperatură joasă, ajungând la filite sau alte șisturi specifice faciesului de șisturi albastre. În acest proces de subducție, o parte din materialul care constituie placa inferioară, adică fundamentul de crustă oceanică împreună cu cel pelagic este subdus, dispărând în astenosferă; depozitele pelagice acumulate pe placa inferioară și fragmente din fundamentul oceanic sunt "răzuite" de către placa superioară și înglobate în mélange - ul prismei de acreție (fig. 182).

Se impune a fi subliniat faptul că, particularități diferite în aspectele structurale ale zonelor de subducție introduc viteza acesteia cât și planul de înclinare a plăcii. Astfel, există constatări, după care vitezele mari de subducție

atrag după sine fose mai adânci, precum și diminuarea adâncimii la care începe fuziunea plăcii cu vulcanismul aferent, ca urmare a termalității induse de nivelul ridicat al frecării.

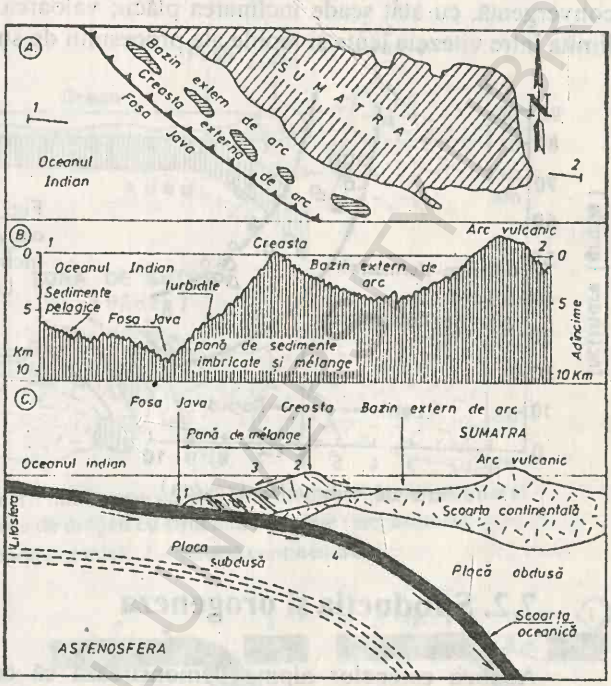


Fig. 181. Structurile de arc insular din zona Jawa - Sumatra (după Hamilton, 1979): *A* – schița elementelor geotectonice majore; *B* – secțiune transversală prin zonă (reflexie seismică); *C* – mecanismul deformărilor și geneza zonei de mélange: *1* – talpa zonei de mélange; *2* – crestetul; *3* – deplasări gravitaționale în zona de pantă a crestei; *4* – procesul de tracțiune a plăcii în subducție, care corelat cu deplasările din zona de creastă dezvoltă un cuplu tensional (forfecări), răspunzător de formarea zonei de mélange.

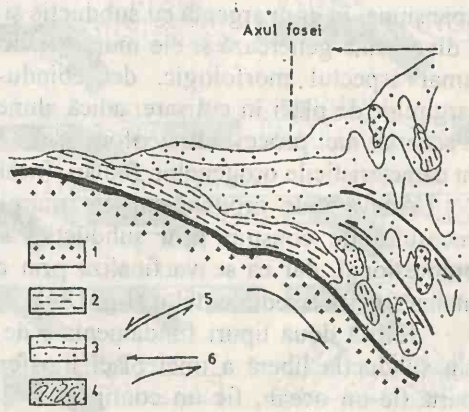


Fig. 182. Model genetic al complexului de subducție cu formarea mélange - ului (după Scoll, Marlow, 1974 din Blealu, 1983): *1* – scoarță oceanică; *2* – depozite pelagice; *3* – turbidite; *4* – turbidite răzuite; *5* – fracturi de forfecare; *6* – sensul subducției și al progradării.

De asemenea, la viteze crescute se accentuează caracterul calco - alcalin al magmelor cu scăderea participării bazaltelor; fenomenul se pune pe seama eliberării unei cantități mai mari de apă ce favorizează creșterea calco - alcalinității. Pe de altă parte, plecându-se de la trei zone cunoscute, s-a încercat o corelare între viteza de convergență și înclinare a planului Benioff. În figura 183 se poate observa că, în cazul zonei de subducție Tonga - Kermadec (Oceanul Pacific), există o mare

dispersie a punctelor, deoarece fosa se extinde pe o lungime de 6000 km distanță pe care mișcarea plăcii nu este uniformă; din aceeași figură se deduce însă că există o corelație inversă între viteză și înclinare, în sensul că, cu cât crește viteza de convergență, cu atât scade înclinarea plăcii; valoarea de 6 cm/an se consideră a fi limita între vitezele lente și rapide ale procesului de subducție.

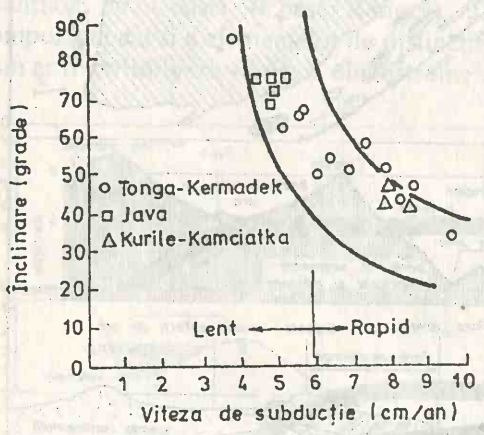


Fig. 183. Relația dintre viteza de convergență a plăcilor (subducție) și înclinarea planului Benioff (după Luyendyk, 1970 din Bleahu, 1983).

7.2. Subducția și orogeneza

Analiza catenelor alpine demonstrează că centurile de orogen jalonează constant marginile de plăci, iar după cum se știe, acestea pot fi în divergență cu expansiune, în convergență cu subducție și margini cu alunecare laterală. Marginile în divergență generează și ele munți pe dorsalele medio - oceanice, dar aceștia au numai aspectul morfologic, deosebindu-se de adevăratele orogene. În cazul marginilor de plăci în culisare, adică alunecare laterală, nu se produc nici consum de scoarță, nici procese de neoformare și totuși, se pot genera structuri cu o parte din caracteristicile orogenelor (cutări, încălecari).

Adevăratele orogene aparțin marginilor de plăci în convergență datorate procesului de consum prin subducție; subducția introduce nu numai regimul compresional, dar ea se va finaliza prin dispariția bazinului oceanic, coliziune și cutarea strânsă a sedimentelor (fig. 184).

Există două tipuri fundamentale de orogene și anume: 1) orogene formate prin subducția liberă a unei plăci litosferice care poartă un ocean sub alta care poartă fie un ocean, fie un continent și 2) orogene generate prin coliziune, când placa în subducție are în urma ei un continent, deci o margine pasivă, fără subducție; oceanul se consumă și continentele intră în coliziune, generându-se un orogen; în locul zonei de subducție rămâne sutura (megasutura), adică orogenul cu resturi din vechiul fund oceanic (ofiolite).

Cele două tipuri fundamentale au fost sesizate de numeroși cercetători și au primit diverse denumiri (Dewey, Bird, Aubouin, Boillot etc). Astfel, orogenele de subducție liberă mai sunt cunoscute sub numele de *orogene ortotectonice*, liminare, andine sau de subducție, iar cele de coliziune drept *orogene paratectonice*, alpine,

geosinclinale sau tethysiene. După Bleahu (1989) termenii cei mai adecvați sunt de *orogene liminare* și *colizionale* sau ortotectonice și paratectonice; termenii de orogene de subducție în opoziție cu orogenele colizionale nu sunt indicați întrucât în orice orogeneză subducția nu poate lipsi în timp ce coliziunea este însăși actul final al acesteia.

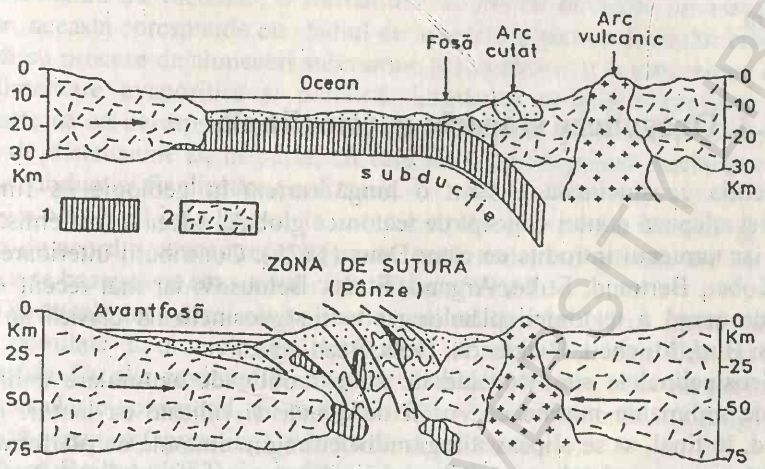


Fig. 184. Schema închiderii unui ocean până la coliziunea continent/continet și formarea unei catene de orogen cu structură în șariaje (megasutură): *1* – scoarță oceanică; *2* – scoarță continentală.

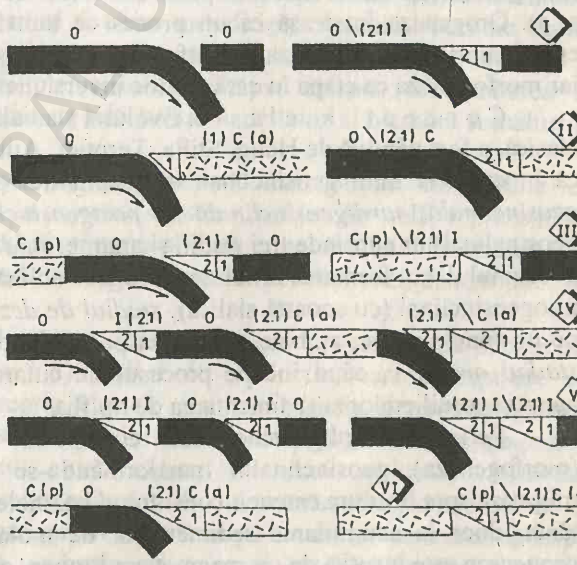


Fig. 185. Schema câtorva tipuri de orogene (după Bleahu, 1989): *O* – ocean; *I* – arc insular; (*2.1*) – orogen format din arcul vulcanic și arcul cutat (complexul de subducție); *a* – margine activă; *p* – margine continentală pasivă; linia oblică indică sensul subducției; *I*, *II* – orogene liminare; *III*, *VI* – orogene colizionale.

Bleahu (1989) a realizat o sinteză schematizată a tipurilor de orogene din care redăm pe cele mai semnificative (fig. 185): *orogene liminare* (*I*, *II*), respectiv catenele de convergență între o placă oceanică și altă placă oceanică cu edificarea unui arc insular cu structură de orogen (antilez) sau placă oceanică sub placă continentală (chilean); *orogene colizionale* cu tipurile taiwanez (*III*), ecuadorian

(*IV*), interarcuri (*V*) și himalaian, respectiv coliziune continent/continent (*VI*). Trebuie reținut că trăsăturile specifice adevăratelor orogene, și ne referim aici la structura în pânze de șariaj, se realizează mai ales în coliziunea continent/continent; în cazul orogenelor liminare și de coliziune interarcuri, nivelul slab al compresiunilor nu este de natură să determine formarea unor structuri tectonice de anvergură.

7.3. Orogeneza și teoria geosinclinală

Teoria geosinclinală a făcut o lungă carieră în geologie ea fiind astăzi preluată și adaptată noului concept de tectonică globală. Ideea a fost emisă de Hall (1859), iar termenul introdus de către Dana (1875). Contribuții ulterioare au adus Haug, Kober, Bertrand, Stille, Argand, Staub, Belousov, iar mai recent Aubouin. Puneri de acord a tectonicii plăcilor cu teoria geosinclinală clasică au încercat Dewey și Bird, Mitchell, Dickinson, Hess, Reading ș.a.

Geosinclinalele sunt considerate zone mobile de acumulare a unor stive groase de sedimente marine ce vor fi deformate și ridicate ca lanțuri montane, ajungând, în final, să se alipească regiunilor cu regim cratonic de platforme rigide. În această viziune se înțelege că orice geosinclinal, care se transformă într-o catenă de orogen, va parcurge trei etape de evoluție și anume: etapa de sedimentare; etapa de tectogeneză și etapa de reajustare izostatică. Trebuie neapărat reținut faptul că, tectogeneza reprezintă numai o parte din ciclul de orogeneză (Stille, Kober, Kraus ș. a). Orogeneza înțeleasă ca un proces ce transformă un geosinclinal în catenă cutată cuprinde tectogeneza și morfogeneza: tectogeneza tradusă ca etapă de cutare, iar morfogeneza ca etapa în care are loc inversiunea de relief.

Conceptul clasic. Evoluția stadială a geosinclinalelor, în concepția clasică, a fost gândită de Haug, Stille, Termier, Aubouin. În acest sens, se consideră că în evoluția unui geosinclinal se disting trei perioade caracteristice: perioada *geosinclinală, tardigeosinclinală* și *postgeosinclinală.* La rândul ei, perioada geosinclinală ar cuprinde trei stadii, și anume: *stadiul de individualizare*, de inițiere a bazinului cu formarea unui șanț eugeosinclinal (cu scoarță simatică) și altul miogeosinclinal (cu scoarță sialică); *stadiul de dezvoltare*, cu sedimentare pelagică pe un fund simatic; ambele evoluează pe un fond de regim tectonic distensional; *stadiul orogenic*, când începe procesul de cutare în regim de compresiune, cu apariția cordilierelor și sedimentarea de tip fliș.

Perioada tardigeosinclinală corespunde cu inversiunea de relief (morfogeneza), geosinclinalul transformându-se într-o catenă montană; apele migrează spre bordura catenei, constituind bazinele de avanfosă. Eroziunea lanțului tânăr, duce la acumularea sedimentelor de molasă, imature; în acestă perioadă orogeneza este însoțită de un magmatism litogen, acid, mai ales andezitic.

Perioada postgeosinclinală corespunde fazei de reajustare izostatică fiind însoțită de un magmatism bazic final sau tardorogenic.

După Aubouin (1965), în evoluția unui geosinclinal, sedimentarea își are legitățile ei, fiind controlată strict de factori tectonici. În atare situație, se consideră că, în regim de geosinclinal, sedimentarea prezintă următoarea succesiune tip: o

formațiune, numită *ortocuarțit - carbonatică,* cu gresii și calcare recifale deci depozite de platformă carbonatică lipsite de magmatite; o formațiune de *preflis*, cu pelagite, de tipul argilelor negre și radiolarite, în asociație cu magmatite bazice; în această etapă, aportul de sedimente este mai redus decât subsidența, constituind așa- zisul stadiu de vacuitate; o formațiune de *flis cu turbidite interstratificate cu pelagite*, aceasta corespunde cu stadiul de umplere a geosinclinalului când flișul se asociază cu procese de alunecări submarine (olistostrome); o formațiune de *molasă* cu sedimentare evaporitică și paralică. Urmărind această succesiune se poate recunoaște că ea corespunde, în parte, cu momentele de acalmie corespunzătoare fazelor de distensiune și, în parte, cu cele de criză orogenică declanșate odată cu inițierea subducției finalizată cu coliziune.

Geosinclinalele în conceptul tectonicii globale. Punerea de acord a concepției clasice cu teoria tectonicii globale are în vedere un model ce se bazează pe așa - zisul *ciclu Wilson* (1966).

Trăsăturile tectonice, cât și istoria sedimentării în cadrul catenei de orogen, pot fi asimilate unui ciclu de deschidere și închidere oceanică cu coliziune continentală. Cu alte cuvinte, fenomenele stadiale prin care trece un geosinclinal în sensul său clasic corespund, de fapt, cu: riftare intracontinentală (rifting), generare de scoarță oceanică (spreading), subducție și coliziune.

După Boillot (1983), în cadrul ciclului Wilson, se disting următoarele stadii: a) stadiul de rift continental, respectiv al văilor de rift cu sedimentare lacustră; corespondentul actual al acestuia îl constituie riftul Est - African; b) stadiul Marea Roșie cu spargerea crustei continentale și formarea unei cruste oceanice; sedimentare carbonatică, evaporitică și chiar turbiditică; c) stadiul oceanic de tip Atlantic cu trăsături de margine continentală pasivă; în acest stadiu se individualizează șelful, taluzul, piemontul și câmpia abisală; sedimentarea se diferențiază în depozite carbonatice de șelf, turbidite de taluz și piemont și mâluri în câmpia abisală.

Până la acest nivel, evoluția geosinclinală corespunde cu stadiile de individualizare și dezvoltare, în sensul clasic, zonele de șelf reprezentând miogeosinclinalul, iar piemontul și câmpia abisală eugeosinclinalul; stadiile din cadrul ciclului Wilson corespund, de fapt, perioadei dominate de distensiune, de mișcare divergentă a plăcilor.

Reading (1978), pornind de la momentul inițierii procesului de subducție, separă încă trei stadii și anume: d) stadiul de subducție, care corespunde cu inversiunea geosinclinală din teoria clasică; acum subducția determină apariția fosei, a prismei de acreție, respectiv a arcului cutat extern, cât și a arcului magmatic cu vulcanism extruziv; arcul cutat extern și arcul vulcanic formează eugeosinclinalul, în timp ce, marginea pasivă din urmă, miogeosinclinalul ca Vorland; e) stadiul de bazin remanent; în această etapă are loc consumarea aproape integrală a oceanului rămânând un bazin relict; arcul cutat ia amploare, au loc încălecări prin obducție cu antrenarea unei părți din scoarța oceanică; Vorlandul este subdus, intrând sub arcul cutat extern; acesta corespunde cu stadiul orogenic în sensul Aubouin; f) stadiul de coliziune; este echivalent cu cel tardigeosinclinal; are loc închiderea bazinului remanent de flis, care evoluează spre un bazin de molasă (avanfosă) cu sedimentare preponderent clastică. În cazul coliziunii continent/continent se realizează o sutură ofiolitică care jalonează direcția vechiului

ocean; încep să se schiţeze şi fenomenele de reajustare izostatică, echivalente perioadei tardigeosinclinale. Aşadar, un bazin oceanic, privit prin prisma procesului de orogeneză, traversează în cadrul ciclului Wilson amendat de către Reading 5 stadii: un stadiu embrionar (rift valley); unul tânăr - Marea Roşie; stadiul matur - tip Oceanul Atlantic; stadiul de închidere - tip Marea Mediterană şi de cicatrice - tip geosutura Indus - Tsangpo din Himalaia.

Clasificarea geosinclinalelor. În geotectonica clasică, sistematica geosinclinalelor era făcută după criterii genetice sau după particularităţile lor apărute în diversele etape de evoluţie. A existat, astfel, o nomenclatură în care termenului de geosinclinal i se alăturau diverse prepoziţii cum ar fi: ortogeosinclinale, parageosinclinale, eugeosinclinale, miogeosinclinale, taphrogeosinclinale, ş.a.

Tectonică globală a reţinut doar termenii de eugeosinclinal şi miogeosinclinal. Eugeosinclinalele (gr. *eu* - adevărat) corespund oceanelor simatice, în timp ce, miogeosiclinalele (gr. *meion* - mai puţin) bazinelor cu fund sialic, continental, lipsite de procese magmatice.

Concepute ca zone bazinale şi sediu al viitoarelor catene, geosinclinalele sunt legate obligatoriu de marginile de plăci. Plecând de la un asemenea criteriu, o primă clasificare a acestora a fost făcută de către Dickinson şi Hsü care deosebesc: *geosinclinale de tip Atlantic*, specifice zonelor de divergenţă a plăcilor, *geosinclinale de tip Pacific*, caracteristice zonelor de convergenţă a plăcilor şi *geosinclinale legate de zonele de culisare* (transcurenţă). Cu alte cuvinte, bazinele subsidente cu acumulare de stive groase de sedimente, cu caracter geosinclinal pot fi marginile continentale pasive de tip Atlantic, precum şi fosele legate de marginile continentale active sau de arcuri insulare; în lungul faliilor transcurente se pot genera, de asemenea, bazine de sedimentare, care pot avea o evoluţie apropiată de a geosinclinalelor.

Mitchell şi Reading subdivizează la rândul lor geosinclinalele de tip Pacific în următoarele tipuri: geosinclinale liminare de arc insular (antilez); geosinclinale liminare continentale (chilean); geosinclinale colizionale de arc insular; geosinclinale colizionale intercontinentale (tip himalaian).

Este de reţinut, în final, că adevăratele geosinclinale, care generează orogene tipice cu structuri de şariaje, sunt cele de coliziune. În cazul geosinclinalelor liminare nu se întâlneşte sedimentarea de la prefliş la molasă, nu există un cuplu *eu - miogeosinclinal*, iar în cadrul prismei de acreţie (arcul cutat), deformarea nu depăşeşte nivelul unor cute - solzi.

Încheind problematica ridicată de teoria geosinclinală, trebuie să amintim disputa care se duce pe marginea existenţei geosinclinalelor de tip Atlantic. După cum se ştie, cel puţin jumătatea nordică a Oceanului Atlantic se află încă în lărgire prin distensiune; din acest punct de vedere, majoritatea autorilor preocupaţi de problemă, susţin că Atlanticul este un geosinclinal pe cale de a intra în consum prin subducţie. Informaţiile geofizice arată că marginea lui vestică americano - canadiană se află într-o subsidenţă accentuată, demonstrată de grosimea mare a sedimentelor (cca. 12 000 m), cât şi de situarea depozitelor triasice cu evaporite, din etapa de rifting la cca. 5000 m adâncime; subsidenţa este cauzată pe de o parte de contracţia termică a scoarţei oceanice, iar pe de altă parte de sarcina sedimentelor, încât sectorul respectiv evoluează spre o fosă cu iniţierea iminentă a

procesului de subducție; detalii în legătură cu această problemă ne sunt oferite de către Bleahu (1989).

7.3.1. Tectogeneza

Faza de distensiune, urmată de sedimentare activă în șanțul geosinclinal, este succedată, în mod firesc, de etapa de compresiune. Această compresiune, declanșată odată cu procesul de consum prin subducție, supune scoarța la o reducere dimensională, adică la o scurtare, care poate ajunge până la 50%.

Modificările introduse de reducerile dimensionale pe orizontală sunt remarcabile; este vorba de cutarea și fracturarea terenurilor sedimentare acumulate, cât și o refulare a scoarței pe verticală. În sus, rezultă relieful tânăr al catenei, iar în jos se produce o înrădăcinare a scoarței în manta; din acest motiv, în catenele alpine, discontinuitatea Moho se află la o adâncime de 60 - 70 km, ceea ce înseamnă o înrădăcinare a acesteia de 30 - 40 km; cum relieful catenelor alpine ajunge la 7000 - 8000 m, înseamnă că înrădăcinarea scoarței este de regulă de 4 - 5 ori mai mare decât amploarea reliefului terestru.

Tectogeneza se realizează în condiții de compresiune și de ridicare generală a zonei geosinclinale. Geanticlinalele (cordilierele) se complică prin cute și se transformă în anticlinorii, după cum șanțurile geosinclinale (= sillons) devin structuri sinclinorii; simultan, iau naștere falii de compresiune (inverse), care evoluează de la cute - solzi până la pânze de șariaj gigantice.

Noțiunea de fază tectonică. Fenomenele de compresiune, care stau la originea catenelor montane, se produc în reprize distincte, constituind fazele tectonice de compresiune, separate de perioade de calm relativ.

S-a considerat, în special de către Stille, că fazele tectonice de compresiune corespund la episoade instantanee și care se produc la scara Globului, creându-se o vastă nomenclatură utilizată atât în stratigrafie, cât și în tectonică. În ultimul timp însă, se consideră că acestea trebuie utilizate cu rezervă, având în vedere că fazele de compresiune se dovedesc a avea o valoare strict regională.

În catenele alpine s-au putut separa faze de cutare rapide, de 1 - 5 milioane ani, și altele mai lungi de 10 - 20 milioane ani. Se pare însă, că fazele scurte au o extensiune limitată, la scară regională. Cu alte cuvinte, nu este suficient a data o fază tectonică de compresiune într-un singur punct, ci pe o arie mai vastă, pentru a se putea deduce dacă ea s-a produs în același moment sau dacă vârsta sa este variabilă de la o zonă la alta. Din acest punct de vedere, se consideră că există o migrare a fazelor tectonice de compresiune, atât în timp, cât și în spațiu; este greu însă de a decela o fază care migrează de fazele locale care afectează teritorii restrânse.

Caracterul regional al fazelor tectonice, cât și migrarea în timp a acestora, se datorează condițiilor variate în care are loc compresiunea sedimentelor de geosinclinal. Această compresiune nu poate fi uniformă, deoarece grosimea sedimentelor nu este aceeași pe tot parcursul geosinclinalului, marginile plăcilor și microplăcilor intrate în convergență nu sunt nici ele uniforme, simetrice, iar mișcarea acestora nu este atât de simplă, intervenind atât variații de viteză cât și sensuri de mișcare rotațională.

Cât privește separarea fazelor tectonice de compresiune, ea se face prin analiza discordanțelor pentru nivelul structural superior și mediu și mijloace microtectonice pentru nivelul structural inferior. Fazele tectonice care concură la edificarea unei catene montane formează în totalitatea lor un ciclu orogenetic sau geotectonic; ciclurile geotectonice din istoria Pământului au fost stabilite pentru prima dată de către Bertrand și au fost denumite *huronian*, *caledonian*, *hercinic* și *alpin*.

Există, în raport de faza principală de cutare a fiecărui ciclu, denumită și *paroxismală*, cutări precursoare, *preparoxismale* și cutări postume sau *postparoxismale*; ele se traduc prin compresiuni cu scurtări variabile ale scoarței.

Cel puțin pentru ciclul alpin din catenele limitrofe Mării Negre s-au pus în evidență următoarele faze tectogenetice (Săndulescu, 1980):

- *faza eocimmeriană* (Stille, 1910), manifestată la finele Liasicului cu zona tip Crimeea și Dobrogea de Nord;
- *faza neocimmeriană*, finele Valanginianului, regiunea tip fiind Crimeea; Sengor (1984) a atras atenția, pe bază de argumente etimologice, că termenul de mișcări kimmerice este greșit utilizat;
- *faza mezocretacică* (austrică - Stille, 1924), finele Albianului;
- *faza mediteraneană* (pre - Gosau), Turonian;
- *faza laramică* (Dana, 1896; regiune tip SUA), finele Senonianului, dar decalată în timp de la o zonă la alta din Senonian și până în Paleocen;
- *faza pyreneană*, Eocen mediu;
- *faza stirică veche*, intra - Burdigalian;
- *faza stirică nouă*, intra - Badenian;
- *faza moldavică*, intra - Sarmațian;
- *faza valahă* (Stille, 1924), finele pliocenului cu zona tip regiunea Vrancea.

Polaritatea geosinclinală și tectogenetică. Observațiile au arătat că într-un geosinclinal, evoluția fenomenelor nu se produce anarhic, prezentând un caracter de polaritate (Aubouin, 1975). Aceasta se referă atât la evoluția propriu - zisă a bazinului de sedimentare, tradusă ca polaritate geosinclinală, cât și a procesului de cutare, care ar putea fi denumită polaritate tectogenetică.

Conform polarității geosinclinale, se formează mai întâi fosa eugeodonclinală, în părțile interne, și apoi fosele miogeosinclinale. Polaritatea proceselor de cutare se manifestă prin aceea că formarea orogenului începe cu cutatea depozitelor din zona internă, eugeosinclinală, extinzându-se apoi spre exteriorul zonei miogeosinclinale.

Aceeași polaritate se menține și pentru structurile derivate, tradusă printr-un anumit sens al deversării acestora. Din acest punct de vedere, se deosebesc: *catene simetrice* (orogen bilateral), la care zona internă constituie sectorul axial, deversările făcându-se în două direcții opuse (Munții Pirinei) și *catene asimetrice* (Alpii Occidentali, Himalaia, Carpații) (fig. 186).

În conformitate cu această polaritate, s-a creat și o terminologie care cuprinde: internide, externide, arriere - pays și avant - pays. Internidele (Kober, 1921) reprezintă partea catenei formată în zonele interne, geosinclinale și caracterizată prin șariaje, prezența ofiolitelor și, uneori, a metamorfismului. Externidele corespund zonelor marginale ale catenelor, suprapuse sectoarelor de

miogeosinclinal, caracterizate prin lipsa ofiolitelor și a metamorfismului și prezența șariajelor de decolare gravitațională.

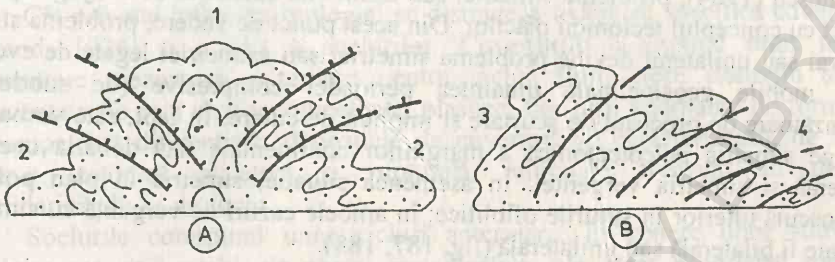


Fig. 186. Schemă de principiu pentru definirea noțiunii de polaritate tectonică a catenelor de orogen:
A – catenă simetrică; *B* – catenă asimetrică; *1* – internide; *2* – externide; *3* – arrière pays (Hinterland); *4* – avant pays (Vorland).

Zona de arrière - pays, echivalentă termenului german *Hinterland*, reprezintă masele continentale situate în spatele unui orogen, în timp ce, regiunea de avant - pays coresponde termenului de *Vorland* (Suess, 1875) și reprezintă zonele stabile de craton care bordează catenele și spre care se deversează structurile cutate.

Așadar, în raport de poziția zonelor orogene (internide, externide), de evoluția șanțului geosinclinal (eu - miogeosinclinal) cât și de descreșterea vârstei seriilor sedimentare, dinspre interior spre exterior, noțiunile de Vorland și Hinterland apar clare; dacă se încearcă să se adapteze această schemă la mecanismul tectonicii globale, atunci polaritatea se va stabili în raport de sensul planului de subducție, care diferă pentru fiecare tip de orogen (Bleahu, 1981).

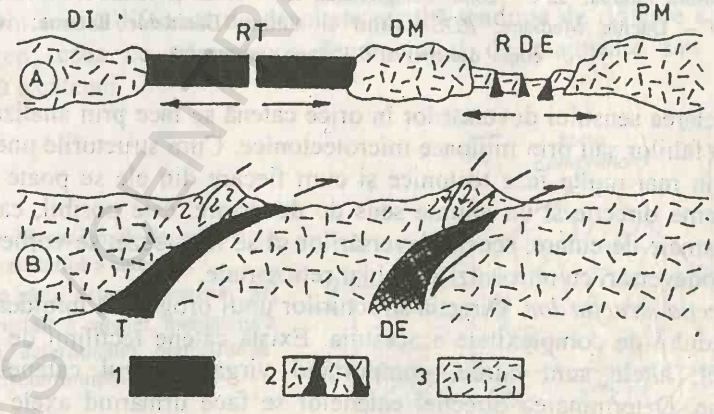


Fig. 187. Model de vergență cu simetrie unilaterală și paleoplane de consum paralele (după Săndulescu, 1984):
A – etapa distensivă; *B* – etapa compresivă; *1* – scoarță oceanică; *2* – scoarță subțiată; *3* – scoarță continentală; *DI* – Dacide Interne; *RT* – riftul și sutura Transilvanidelor; *DM* – Dacide Mediane; *RDE* – riftul și sutura Dacidelor Externe; *PM* – Platforma Moldovenească (Placa Est - Europeană).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dealtfel, problema stilului bilateral sau unilateral al catenelor a fost pusă în discuție încă din modelele clasice ale lui Kober și Argand. După observațiile lui Săndulescu (1984), problema simetriei sau asimetriei catenelor se conjugă aproape perfect cu conceptul tectonicii plăcilor. Din acest punct de vedere, problema stilului bilateral sau unilateral devine problema simetriei sau asimetriei legate de evoluția zonei mobile geosinclinale dinaintea perioadei compresive (de subducție), răspunzătoare de procesul de scurtare și implicit de cutare. În fapt, este vorba de a distinge simetria paleotectonică a marginilor continentale față de aria oceanică adiacentă și simetria vergenței. În asemenea situație, simetria în plan poate fi recunoscută ulterior în suturile ofiolitice; în ambele cazuri de vergență cu simetrie, ea poate fi bilaterală sau unilaterală (fig. 187, 188).

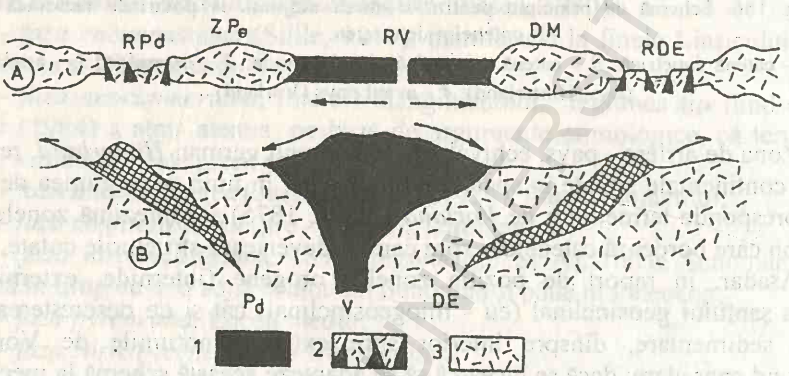


Fig. 188. Vergență simetrică bilaterală cu paleoplane de consum paralele și convergențe – model catena Carpato - Dinarică (după Săndulescu, 1984):
1 – scoarță oceanică; *2* – scoarță subțiată; *3* – scoarță continentală; *RPd* – riftul și sutura Pindus; *ZPc* – zona Pelagoniană; *RV* – riftul și sutura Vardarului; *DM* – Dacide Mediane; *RDE* – riftul și sutura Dacidelor Externe; *A* – etapa distensivă; *B* – etapa compresivă.

Decelarea sensului deversărilor în orice catenă se face prin analiza vergenței cutelor și a faliilor sau prin mijloace microtectonice. Cum structurile unei catene se realizează în mai multe faze tectonice și cum fiecare din ele se poate caracteriza pintr-o anume direcție și un anume sens de deversare, este posibil, ca în etapele postparoxismale de cutare, sensul deversărilor să se inverseze; se vorbește în acest caz de retrodeversări cu retrosolzi sau chiar retroșariaje.

Direcția structurilor. Direcția structurilor unui orogen dă întotdeauna o idee asupra gradului de complexitate a acestuia. Există catene rectilinii de tip Caucaz sau Pirinei; altele sunt curbe, comportând virgații, cazul catenei alpine și indoneziene. Determinarea direcției catenelor se face urmărind axele structurilor plicative (anticlinale, sinclinale) sau rupturale (falii, șariaje). În seriile care țin de zonele profunde de evoluție a catenei, cum sunt stivele cristalofiliene, direcția structurilor va fi decelată prin mijloase microtectonice cum ar fi șistozitatea sau lineația.

Stilul tectonic. Alura generală a structurilor oricărei catene depinde în ultimă instanță de natura materialului supus deformărilor compresionale cât și de intensitatea acestora. Din punct de vedere al intensității compresiunilor, vom avea

catene fără pânze de șariaj, cum este cazul Anzilor, și catene cu pânze de șariaj, exemplul Alpilor, Carpaților sau Himalaiei.

Cât privește influența litologiei se distinge o tectonică specifică cuverturilor (Argand, 1924) și o alta a soclurilor. Cuverturile corespund unor terenuri sedimentare mezozoico - terțiare pentru ciclul alpin, spre exemplu și sunt reprezentate fie prin serii incompetente, plastice, fie prin alternanțe de formațiuni de competență diferențiată; depozitele de cuvertură se caracterizează, de obicei, printr-o tectonică plicativă și rupturală, antrenate frecvent în decolări, desolidarizându-se de soclu.

Soclurile corespund unor cicluri anterioare, în genere unor substraturi hercinice sau mai vechi, de obicei metamorfice, ale căror proprietăți mecanice contrastează evident cu cele ale cuverturii. Deși ambele sunt cutate, ele sunt separate printr-o discordanță majoră. În cazul în care avem de a face cu un substrat hercinic sau mai vechi, constituit din roci sedimentare cu comportament similar cuverturii, nu se mai poate vorbi de un soclu; este de reținut în acest sens că noțiunilor de soclu și cuvertură nu trebuie să li se dea doar înțeles stratigrafic, ci și litologic, de comportament mecanic.

În prezența unor cuverturi anormal de plastice se realizează întotdeauna o tectonică epidermică de tipul pânzelor de decolare gravitațională (*epiglyptice*). În soclurile rigide, casante va prevala tectonica rupturală; acestea vor fi și ele antrenate în structurile de șariaj dar numai în pânzele de forfecare.

7.3.2. Reajustarea izostatică a catenelor

Sub efectul tectogenezei, scoarța sialică de o densitate ρ_s = 2,7 g/cm³ s-a înrădăcinat adânc în mantaua a cărei densitate este mai ridicată, anume ρ_m = 3,3 g/cm³. Din acestă diferență de densitate rezultă tendința de ridicare a întregii zone de orogen, ceea ce corespunde fenomenului de reajustare sau reechilibrare izostatică a catenei.

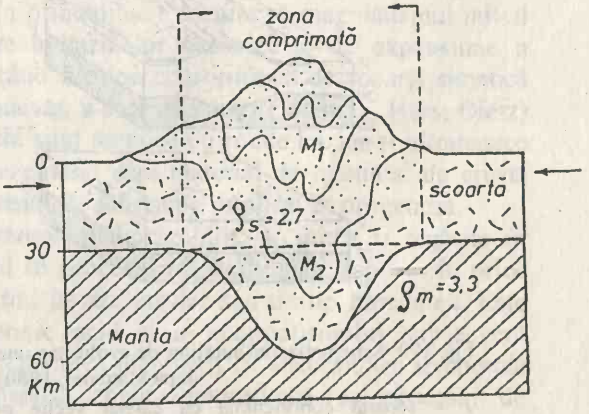


Fig. 189. Mecanismul de reajustare izostatică a catenelor:
M_1 – masa părții externe a catenei; M_2 – masa crustală a catenei, înrădăcinată în manta, determinând depresiunea discontinuității Moho.

Această reajustare reprezintă, de fapt, un proces determinat de tendința sistemelor de a căpăta echilibru gravitațional în condiții statice. El se realizează când gradientul energetic vertical este nul. Sub efectul compresiunilor, și mai ales

în cazul coliziunii continent/continent, orogenul formează un bloc crustal cu o parte internă înrădăcinată în manta și una externă situată deasupra suprafeței medii a mantalei, considerată nivel de referință (fig. 189).

Rădăcina blocului dislocuiește o masă din manta:

$$M_2 = V_2 \rho_m$$

în care: V_2 este volumul rădăcinii; ρ_m - densitatea medie a mantalei dislocuite.

Pentru a se ajunge la echilibru gravitațional este necesar, conform principiului lui Airy și Pratt, ca $M_2 = M_1$ în care M_1 este masa blocului extern de densitate ρ_s, adică:

$$V_2 \rho_m = V_1 \rho_s$$

Rezultă deci, luând în considerație că densitatea medie a blocului crustal extern este mai mică, o tendință de ridicare ce va dura până în momentul când relația respectivă este satisfăcută, adică gradientul energetic vertical devine nul.

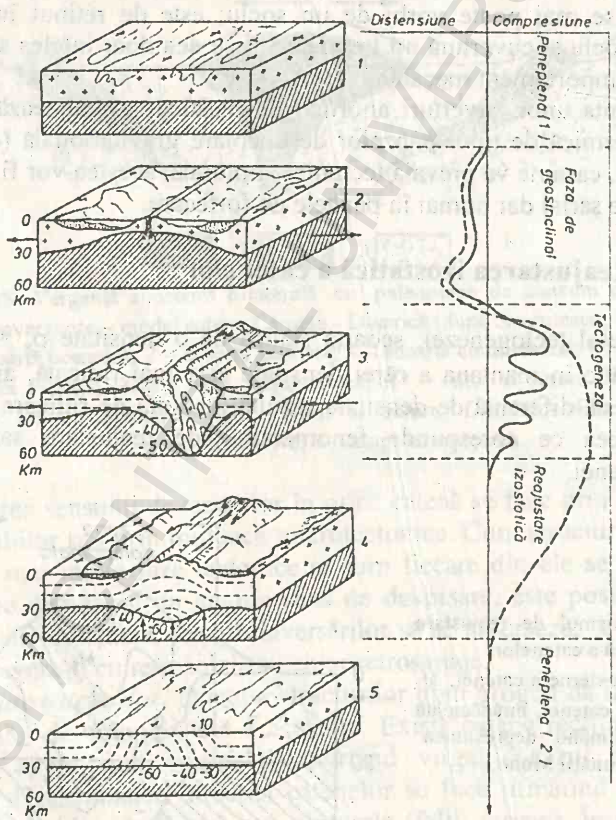


Fig. 190. Schematizarea stadiilor de evoluție a unei catene montane (compilație după Mattauer, 1980):

1 – scoarță continentală cu catenă veche peneplenizată; *2* – faza de geosinclinal; *3* – tectogeneza cu formarea reliefului și înrădăcinarea catenei în manta; *4* – faza de reajustare izostatică; *5* – peneplenizarea noii catene; linie continuă – curba mișcărilor tectonice; linie întreruptă – curba reliefurilor corespunzătoare tipurilor de tensiuni.

Reajustarea izostatică este un fenomen care se petrece pe parcursul a zeci de milioane de ani. Ea este însoțită de încă o serie de fenomene care interesează nu numai catena în sine dar chiar și zonele ei limitrofe. Astfel, sedimentarea continuă în condiții cu totul noi, apele de geosinclinal migrând spre bordura catenei, unde prin procese de flexurare se formează depresiuni longitudinale premontane și anume avanfosele (germ. *Vortiefe* - Suess, 1909; engl. *foredeep*) cât și depresiuni intramontane cunoscute sub numele de bazine *molasice* sau *postectonice*.

În avanfose, pe seama unei eroziuni foarte active a catenei se formează depozite molasice (lat. *mollis* - moale, fraged, în sens de depozite slab consolidate, imature), adică serii groase de depozite detritice, lipsite de maturitate și asociate cu roci evaporitice (sare, gipsuri) sau cărbuni, ca urmare a evoluției acestora spre un regim lagunar sau paralic.

În final, avanfosele se integrează structural lanțului muntos cutat. Eroziunea asociată ridicării în bloc a catenei, în perioada de reajustare izostatică sfârșește prin transformarea acesteia într-o regiune peneplenizată, cratonică, integrată plăcilor continentale rigide (fig. 190).

7.4. Orogeneza și magmatismul

Pe parcursul evoluției unei catene, de la faza de geosinclinal și până la cea de reechilibrare izostatică, au loc intense fenomene magmatice, legătura lor cu eșalonarea în timp a proceselor orogenice, constituind un *ciclu tectonomagmatic*.

În acest sens, cel mai des invocat în literatură este ciclul propus de către Stille (1924) și care ar cuprinde: magmatismul inițial, bazic; magmatismul acid sinorogen intrusiv (sialic sau litogen - granitic și granodioritic); magmatismul subsecvent, andezitic; magmatismul final, bazic (tardorogen).

Nu există încă o discuție critică în vederea sincronizării ciclului tectonomagmatic în sensul Stille, cu etapele pe care le parcurge un orogen în conceptul tectonicii globale. Totuși, în principiu, se admite că magmatismul inițial corespunde cu stadiul de deschidere a bazinelor oceanice și de expansiune a acestora, adică cu etapa de acreție, când are loc neoformarea de scoarță simatică specifică eugeosinclinalelor. Și, într-adevăr, s-a demonstrat (Coleman, Hess, Dietz) că ofiolitele alpine cât și cele mai vechi sunt identice cu rocile bazice și ultrabazice ale fundurilor oceanice actuale, reprezentând deci material de manta și de crustă oceanică conservat în catene prin procesul de subducție implicat în orogeneză.

Celelalte faze din ciclul tectonomagmatic amintit, ar putea fi regăsite în magmatismul de subducție, știut fiind că procesul respectiv este implicat în orice orogeneză indiferent de tipul ei, andin, de arc insular sau de tip himalaian. Este vorba de faza magmatismului plutonic acid și a magmatismului subsecvent andezitic, preponderent efuziv, care s-ar putea identifica cu succesiunea temporală și de polaritate compozițională, dispusă zonat, determinată de procesul de subducție, succesiune care, de la exterior la interior, cuprinde: bazalte, roci plutonice acide, efuziuni andezitice calco - alcaline.

O asemenea rezolvare a problemei, după cum arată Bleahu (1983), pare simplistă și nu ar ține seama de elementul timp (ciclul lui Stille se eșalonează pe

zeci sau sute de milioane de ani, în timp ce, avansarea unei plăci în subducție cu procesul magmatogen aferent se face în câteva milioane de ani) deși, asemănarea evenimentelor magmatice invocate nu poate rămâne întâmplătoare.

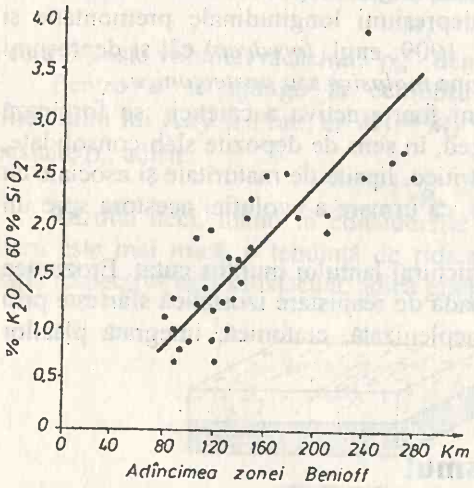


Fig. 191. Polaritatea geochimică a magmatitelor de subducție, ilustrată de creșterea conținutului în K_2O în raport cu adâncimea de proveniență a magmelor (după Hatherton, Dickinson, din Bleahu, 1983).

Din această scurtă analiză se deduce că studiul magmatismului este indispensabil în cunoașterea oricărei catene, natura acestuia fiind specifică fiecărei etape din evoluția orogenului. Din acest punct de vedere, în ultimul timp, prezintă o largă utilizare indicii de polaritate geochimică, cum ar fi conținutul în K_2O la un nivel anume de silice, pe baza căruia se pot reconstitui, orientarea planului Benioff, adâncimea zonei de subducție și grosimea crustei traversate de magme (fig. 191).

7.5. Orogeneza și metamorfismul regional

După cum se cunoaște, metamorfismul reprezintă fenomenul de transformare mineralogică a rocilor sub efectul temperaturilor și al presiunilor ridicate. Poate exista un metamorfism de contact pentru efecte termice locale și un metamorfism care se produce la scara întregii scoarțe, cunoscut drept metamorfism regional întâlnit în exclusivitate în lanțurile orogene.

Este recunoscut că metamorfismul regional este legat de zonele de anomalii termice ale scoarței în care există, ca atare, o abatere de la treapta geotermică normală (30°/km). În acest sens, porțiunile din catene afectate de metamorfism vor corespunde fie la o alură de bombament a izo - geotermelor (metamorfism de înaltă temperatură), fie la o formă depresionară a acestora (metamorfism de înaltă presiune) (fig. 192 *a*, *b*).

Asemenea condiții apar în cazul subducției, proces care regizează, în lumina tectonicii globale, atât mecanismul propriu - zis al orogenezei cât și metamorfismul regional. Faptul a fost pus în evidență de către Miyashiro și explicat genetic de către Ernst. Anume, în catenele de arc insular, peripacifice, există două zone de metamorfism: la exterior, înspre ocean, seria metamorfică a șisturilor albastre,

corespunzătoare unui metamorfism de presiune înaltă și temperatură scăzută (150 - 500°C; 3- 10 kbari), iar spre interior o serie de faciesuri metamorfice barroviene (clorit - biotit - almandin - staurolit - disten - sillimanit) de presiune joasă și temperatură înaltă (fig. 192 *c*); acestea constituie zonele metamorfice pereche.

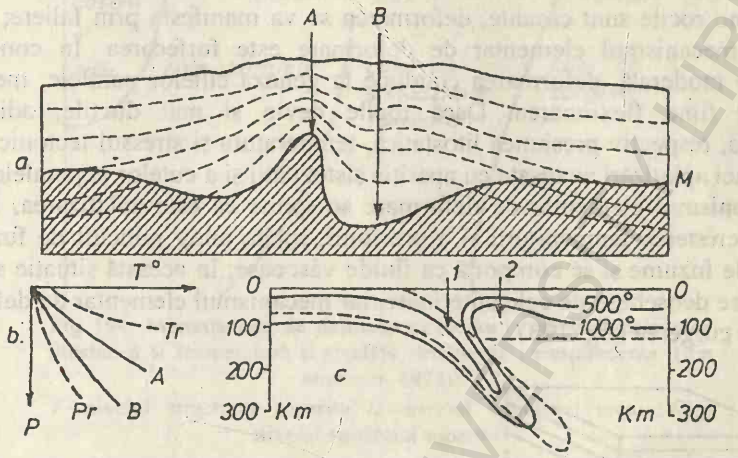


Fig. 192. Forma izogeotermelor specifică pentru două faciesuri metamorfice distincte (*a*) și transpunerea lor în diagrama presiune/temperatură (*b*) (după Mattauer, 1980):

c – alura izogeotermelor în cazul unei catene de arc insular, cu formarea seriilor metamorfice pereche; *1* – metamorfism de presiune ridicată; *2* – metamorfism de temperatură ridicată; *Pr* – presiune ridicată; *Tr* – temperatură ridicată.

În timp ce primul tip de metamorfism este legat de procesele ce au loc în apropierea fosei, ca urmare a subducției active, cel de al doilea este generat de magmatismul determinat de fuziunea plăcii subduse, care induce o temperatură ridicată, fapt sugerat de deplasarea în sus a izo - geotermelor; același fapt îl atestă și asocierea acestei serii metamorfice cu corpurile plutonice acide, obișnuit granitice.

7.6. Evoluția catenelor și noțiunea de nivel structural

După cum s-a reținut, în momentul tectogenezei, structurile se pot forma în condiții fizice variabile ale rocilor, de la cele de la suprafață și până la condițiile specifice unor adâncimi de 40 km sau chiar mai mult; la asemenea adâncimi sedimentele pot ajunge la presiuni de 10 000 bari și temperaturi de peste 1000°C.

Se înțelege că structurile tectonice de compresiune vor avea, în acest caz, la origine mecanisme diferite, în funcție de adâncimea la care are loc deformarea. Plecând de la aceste constatări, s-a ajuns la concluzia că, în studiul structurilor tectonice, care afectează formațiunile catenelor, trebuie avute în vedere o serie de domenii unde legile deformării rămân analoage. În acest sens, Mattauer (1973) și Aubouin (1975) au introdus noțiunea de *nivel structural*, care reprezintă domeniul scoarței unde mecanismele deformării rămân aceleași.

Noțiunea de nivel structural impune principiile de separare a acestora, în raport de cunoașterea diferitelor mecanisme de deformare ale scoarței sub acțiunea compresiunii. După cum se știe, de la comportamentul casant la presiuni și temperaturi reduse, rocile devin ductile la presiuni litostatice și temperaturi ridicate, putând atinge chiar punctul de fuziune când se comportă ca fluide vâscoase.

Când rocile sunt casante, deformarea se va manifesta prin faliere; în aceste condiții, mecanismul elementar de deformare este forfecarea. În condițiile de ductilitate moderată, deformarea conduce la geneza cutelor paralele, mecanismul elementar fiind flexionarea. Dacă rocile devin și mai ductile, adică crește adâncimea, respectiv presiunea litostatică, temperatura și stressul tectonic, ele sunt supuse unei aplatizări avansate cu apariția șistozității și a cutelor neparalele; în acest caz, mecanismul elementar de deformare se spune că este aplatizarea. În sfârșit, odată cu creșterea temperaturii și a presiunii, rocile ating punctul de fuziune sau aproape de fuziune și se comportă ca fluide vâscoase; în această situație structurile tectonice se deosebesc de cele anterioare, iar mecanismul elementar de deformare îl constituie curgerea (fig. 193).

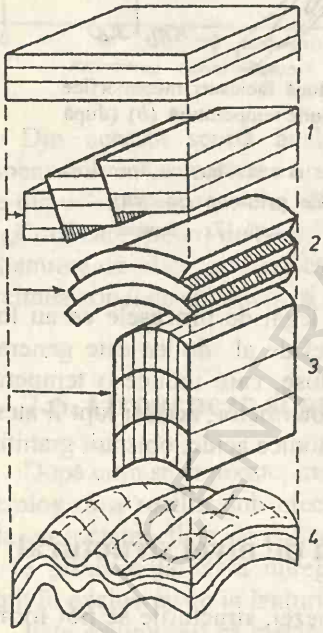


Fig. 193. Diferitele mecanisme de deformare variabile cu adâncimea la care ajung depozitele din catene (din Mattauer, 1980):
1 – forfecare; *2* – flexionare; *3* – aplatizare; *4* – curgere.

Se pot individualiza, ca atare, o serie de mecanisme elementare, care apar în deformarea scoarței odată cu afundarea catenei în timpul tectogenezei, mecanisme care stau de fapt la baza separării nivelelor structurale. Vom avea astfel, un nivel structural superior, în care domină forfecarea, un nivel structural mediu, unde specifică rămâne flexionarea și, în sfârșit, unul inferior, unde deformarea se face prin aplatizare și curgere (fig. 194); de menționat că în natură nu există o trecere tranșantă între diferitele mecanisme elementare de deformare, ci numai o tendință de evoluție progresivă și în același timp un mecanism dominant la un anumit nivel al scoarței.

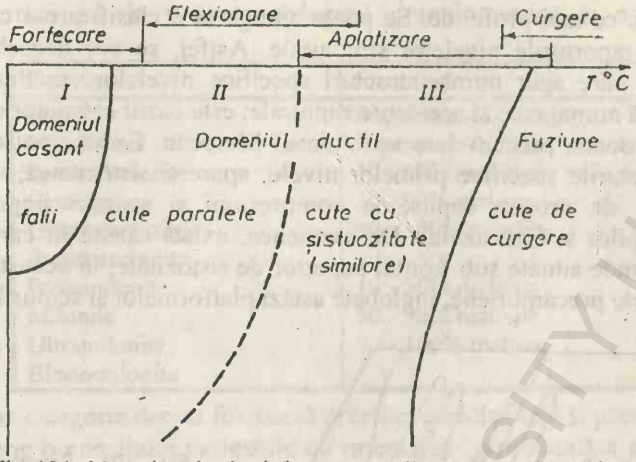


Fig. 194. Mecanismele de deformare a rocilor în raport de presiunea litostatică și temperatură și nivelele structurale corespondente (din Mattauer, 1973):
I – nivelul structural superior; *II* – nivelul structural mediu; *III* – nivelul structural superior.

În timp ce nivelul structural superior este domeniul faliilor, nivelul structural mediu rămâne domeniul cutării paralele; mecanismul dominant în nivelul structural inferior este la început aplatizarea, iar apoi curgerea fiind domeniul cutelor neparalele. În secțiunea superioară a nivelului structural inferior, cutele sunt acompaniate de șistozitate generalizată, în timp ce, în cea inferioară ea dispare, materia având un comportament fluidal vâscos. În partea superioară, nivelul structural inferior este astfel delimitat de așa - zisul front superior de șistozitate (*FSS*); nivelul inferior este domeniul metamorfismului.

Factorii care determină limitele nivelelor structurale. La scara catenelor, limitele dintre nivelele structurale cât și grosimea lor sunt variabile, întrucât acestea nu depind numai de creșterea adâncimii ci și de o serie de alți factori printre care un rol important îl au gradientul geotermic, gradientul tectonic și litologia.

În cazul unui gradient geotermic ridicat, nivelele structurale se vor găsi la o profunzime mai redusă, iar grosimea lor va fi mai mică, ca urmare a atingerii mai rapide a pragului de ductilitate și fuziune a rocilor.

Variația stressului tectonic va influența, de asemenea, limitele nivelelor structurale. În particular, dacă stressul tectonic crește, va rezulta o ridicare a limitei nivelului structural inferior, respectiv a frontului superior de șistozitate (*FSS*).

La rândul ei, litologia formațiunilor influențează și ea adâncimea la care apare frontul superior de sistozitate, adică limita superioară a nivelului structural inferior; așa spre exemplu, dacă seria va fi în întregime marnoasă, frontul de șistozitate va urma mult spre suprafață; el va fi întâlnit la o adâncime cu mult mai mare în cazul unor formațiuni competente și a căror deformare prin aplatizare presupune presiuni litostatice și stressuri tectonice mult mai ridicate.

Din modul de dispunere, reiese că nivelele structurale vor fi mai ușor investigate cu cât catenele sunt mai vechi, și mai greu cu cât sunt mai tinere (fig. 195); cele vechi sunt mai ușor de investigat întrucât reajustarea izostatică a dezvelit

zone din ce în ce mai profunde. Se poate ajunge la o clasificare a catenelor după extinderea și raporturile nivelelor structurale. Astfel, se vor deosebi catene fără șistozitate, în care apar numai structuri specifice nivelelor structurale mediu și superior, adică numai cute și accidente rupturale; este cazul catenelor care au suferit compresiuni ușoare, precum Jura sau Atlasul Marocan. Există apoi catene în care pe lângă structurile specifice primelor nivele, apare și șistozitatea; ele corespund unor catene de orogen supuse la compresiuni și scurtări importante, cazul Pirineilor, Alpilor și Caucazului. De asemenea, există catene în care apar numai sectoare profunde situate sub frontul superior de șistozitate; în această categorie se numără catenele precambriene, înglobate astăzi platformelor și scuturilor.

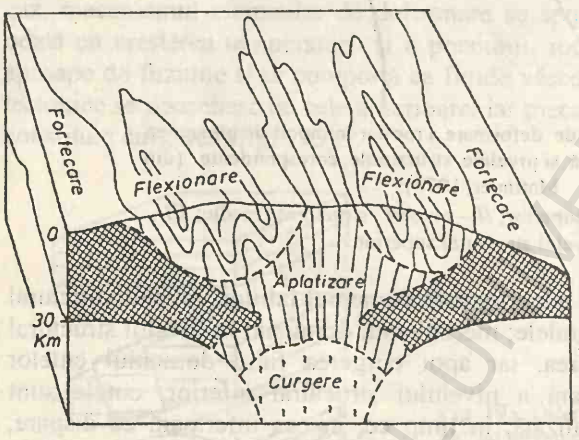


Fig. 195. Raporturile geometrice dintre nivelele structurale și tipurile specifice de deformare în cadrul unei catene tinere, simetrice (din Mattauer, 1980).

7.7. Faliile inverse; caracteristici și evoluție

Fracturile produse prin compresiune îmbracă dimensiuni variabile, de la câțiva metri până la sute de kilometri. Ele sunt specifice nivelului structural superior, dar, în raport de litologie, pot apare și în nivelele structurale mediu și inferior.

Adâncimea lor de dispariție, la același stress de compresiune, va fi în raport de natura rocilor afectate; așa spre exemplu, în cazul marnelor vor dispare la 2000 m iar a gresiilor la 5000 m. Momentul dispariției va corespunde, în mod logic, cu limita de trecere de la domeniul casant la domeniul ductil; limita de adâncime, la care individualizarea lor devine dificilă, corespunde cu apariția șistozității generalizate.

În cazul multor falii, rocile adiacente planului de fractură sunt polizate încât rezultă oglinzile de frictiune cu striuri (slickenlines) sau structuri de recristalizare (slickenfibers), utilizate, după cum am văzut, pentru determinarea sensului de miscare a celor două compartimente.

Planele de falie, atât a celor normale cât și a celor inverse, corespund uneori unor zone de strivire în care rocile suferă modificări în raport de adâncime. O clasificare a tipurilor de roci deformate prin zdrobire (cataclazare) și recristalizare, după planele de falii, a fost făcută de către Sibson (1977, în Spencer, 1988), pe care

o prezentăm mai jos în ordinea reducerii granulometrice și a modificărilor mineralogice:

Denumire	Structură
Brecii	fragmente > 0,5 cm
Microbrecii	fragmente<0,5 cm
Protocataclazite	10 - 50% matrice
Cataclazite	50 - 90% matrice
Ultracataclazite	90 - 100% matrice
Pseudotachylite	
Protomilonite	10 - 50% matrice
Milonite	50 - 90% matrice
Ultramilonite	90 - 100% matrice
Blastomilonite	

O primă categorie deci o formează breciile, cataclazitele și pseudotachylitele. O altă categorie o constituie varietățile cu orientarea pronunțată a constituienților minerali și care intră în categoria milonitelor (gr. *mylon* - lamine).

S-a constatat că în cazul faliilor cu adâncime sub 5 km, procesul obișnuit este cel de cataclazare. Materialul, cu blocuri și spații umplute cu matrice constituie brecia de falie; dacă fragmentele sunt sub 10 mm în diametru ele constituie o microbrecie, iar reducerea și mai mare a dimensiunilor duce la formarea argilei de falie (*gouge*). Cataclazitele, termen introdus de către Grubenman și Niggli (1924), reprezintă un material fin granular cu coeziune internă; din cauza condițiilor de presiune și a temperaturii moderate în care ele se formează, componenții mai amintesc roca de proveniență. Proporțiile de recunoaștere a materialului parental raportat la totalul masei brecifiate constituie criteriul clasificării cataclazitelor în protocataclazite, cataclazite și ultracataclazite.

După Wise *et al.* (1984), termenul de milonit trebuie aplicat rocilor cu foliație, observabilă cel puțin microscopic, cu sau fără porfiroclaste, cu granulație redusă la un diametru mediu mai mic de 0,05 mm; ele rezultă din procesele de recristalizare dinamică și curgere plastică; porfiroclastele prezintă adesea urme de tracțiune (*quartz ribbons*).

Ultramilonitele, denumite pentru prima dată de către Lawporth (1885), sunt definite în prezent drept roci în care aproape toate fragmentele originare au suferit o recristalizare prin metamorfism dinamic. Protomilonitele sunt considerate atunci când 50% din rocă este formată din material mineral mai puțin ductil care nu a suferit deformări.

Problema sursei termalității pe zonele de falii a fost multă vreme dezbătută. Se bănuiește că ea provine din frecarea compartimentelor pe planul de forfecare. Cu toate acestea nu s-au evidențiat anomalii termice pe falii nici chiar pe cele de mare anvergură cum este cazul faliei San Andreas. Faptul că această căldură își are sursa locală pe planul de falie este trădat de efectele metamorfice cu recristalizări prin topire parțială; o asemenea topitură o formează pseudotachylitele descrise pentru prima dată din structura Vredefort - Africa de Sud; denumirea o datorăm lui Shand (1916). Pseudotachylitele sunt obișnuit de culoare cenușie sau neagră cu aspect sticlos. Sibson a calculat că la o adâncime de 15 km, în scoarță, pentru a se forma o peliculă pseudotachylitică cu grosime de 1 cm ar fi nevoie de o alunecare pe planul de falie în jur de 5 m.

Înclinarea faliilor inverse. Căderea faliilor inverse este extrem de variabilă, întâlnindu-se toate tipurile intermediare între faliile redresate aproape de verticală și faliile orizontale. Mai mult chiar, aceeași falie își poate schimba unghiul de înclinare, în funcție de adâncime și de litologie.

I n f l u e n ț a a d â n c i m i i. Se pare că toate faliile inverse care s-au format în condiții de mare profunzime, în domeniul deformărilor plastice, așa cum sunt cele care afectează stivele cristalofiliene, au căderi ușoare, ajungând chiar să fie orizontale. Faptul se pune în legătură cu observația, după care, cu cât sarcina litostatică este mai mare, o falie poate funcționa cu atât mai ușor cu cât este mai plată; experiențele de laborator ale lui Hubbert au confirmat de fapt aplatizarea faliilor la presiuni mari, ceea ce echivalează cu reducerea înclinării lor în adâncime. În domeniul mai puțin profund, faliile inverse au căderi puternice, mergând de la 45 la 70°.

I n f l u e n ț a l i t o l o g i e i. Căderea faliilor inverse variază și în funcție de natura formațiunilor afectate. Se consideră, din observațiile făcute, că, dacă nu intervine anisotropia rocilor, faliile vor fi cu atât mai redresate, adică vor avea înclinări mai mari, cu cât rocile vor fi mai competente. Deși nu există întotdeauna o legătură riguroasă între înclinarea și competenta rocilor, s-a observat totuși că, într-un granit căderea faliilor se menține la valoarea de 60°, pe când în marne ea ajunge la numai 30°.

7.8. Faliile inverse și șariajele

Faliile inverse sunt, după cum se știe, rezultatul unor scurtări prin compresiune la care sunt supuse sedimentele zonelor geosinclinale și care generează ulterior catenele montane. Aceste falii sunt cu atât mai evidente cu cât afectează formațiuni mai rigide.

Geosinclinalele se instalează, de regulă, în zonele unor plăci continentale vechi, peneplenizate. Din acest motiv depozitele care vor fi supuse compresiunilor vor cuprinde două mari grupe: pe de o parte formațiunile substratului vechi (soclul) formate din roci cristaline, rigide, asociate sau nu cu roci eruptive și depozite cutate vechi, iar pe de altă parte, cuvertura sedimentară recentă, de geosinclinal, înglobând un material ușor deformabil. Rezultă că sedimentele cutate de geosinclinal repauzează pe un substrat vechi, fracturat. Anvergura faliilor inverse, deci stilul fracturării, variază evident, în funcție de litologie și profunzime.

În acest sens, Atlasul Înalt Marocan constituie cazul cel mai simplu; deformarea în această zonă s-a făcut la o adâncime redusă, astfel că faliile sunt nete, rectilinii, unele dintre ele ajungând chiar la o săritură verticală de 5 km.

Ansamblul structural respectiv se prezintă ca un horst în evantai, care a suferit o scurtare destul de redusă. Caracterul rectiliniu al accidentelor tectonice respective se explică prin natura terenurilor afectate. Este vorba de un soclu cristalin rigid, asociat cu mase eruptive de vârstă precambriană, care suportă însă o cuvertură foarte redusă de roci paleozoice și permo - triasice de natură grezoasă (fig. 196).

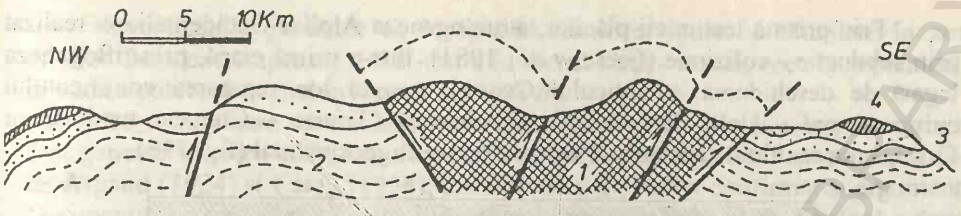


Fig. 196. Secțiune geologică prin Atlasul Înalt Marocan, indicând alura de horst în evantai a soclului rigid delimitat de falii inverse și rectilinii (după Proust, din Mattauer, 1980):
1 – cristalin precambrian; *2* – Paleozoic; *3* – Permo - Triasic; *4* – Cretacic.

Se consideră că faliile inverse corespunzătoare nu sunt altceva decât falii normale și de decroșare, mai vechi, hercinice, reluate și transformate prin compresiune în falii inverse în timpul orogenezei alpine. Încălecări ceva mai mari realizează, după cum se observă în figura 196, doar spre bordurile nordică și sudică ale masivului.

Pânze de șariaj spectaculoase se întâlnesc, spre deosebire de cazul precedent, în Alpi. Aici, seriile sedimentare de vârstă mezozoică și neozoică, foarte groase, dominant plastice și subordonat casante, repauzează pe un soclu hercinic și precambrian, în parte cristalin, foarte rigid.

La nivelul soclului se întâlnesc toate structurile tectonice, cute - falii, falii inverse și cute culcate cu flancurile inverse bine dezvoltate. Pe asemenea falii inverse a evoluat întregul eșafodaj de pânze din Alpi. Deplasările orizontale controlabile sunt aici de 50 km, dar ele pot fi și mai mari, pânzele fiind îngrămădite; după reconstituirile tectonice, se pare că deplasările stivelor de roci dinspre sud spre nord ating 150 km sau chiar mai mult.

Asemenea încălecări se întâlnesc în Alpii Occidentali, unde revărsarea spre nord a Helvetidelor s-a realizat după un plan de forfecare care a luat naștere în soclul masivelor externe, plan care separă în prezent masivul Aar de masivul St. Gothard. Marea forfecare a soclului a trecut, evident, din substrat în cuvertura sedimentară, mezozoico - terțiară. Un profil tip prin Helvetide este cel din zona Glarus, unde planul de șariaj corespunde cu o mare falie inversă, înrădăcinată în masivele cristaline externe (fig. 197). Acest șariaj a fost observat de către Heim încă din 1878, deși termenul de pânză s-a utilizat abia în 1893 de către Schardt ("nappe de recouvrement").

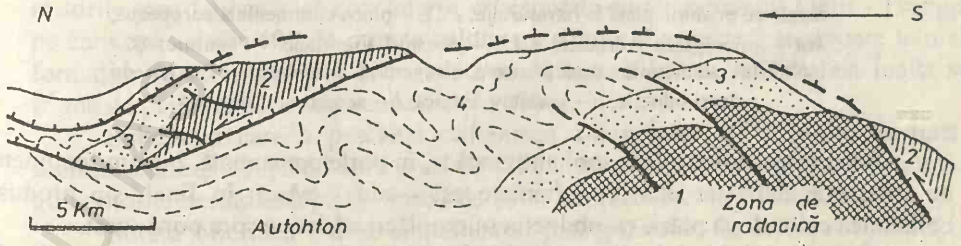


Fig. 197. Secțiune geologică prin pânzele Helvetice din zona Glarus (Alpii Occidentali; după Trumpy, din Mattauer, 1980):
1 – soclu ante - Permian; *2* – Permian; *3* – Mezozoic; *4* – Neozoic.

Prin prisma tectonicii plăcilor, structogeneza Alpilor Occidentali s-a realizat prin subducție - coliziune (Giese *et al.*, 1981). Într-o primă etapă, prin riftogeneza legată de deschiderea Atlanticului Central, a avut loc separarea continentului european pre - alpin de microplaca Adriatică (Triasic - Cretacic mediu), cu formarea oceanului Liguriano - Penninic de tip eugeosinclinal (fig. 198).

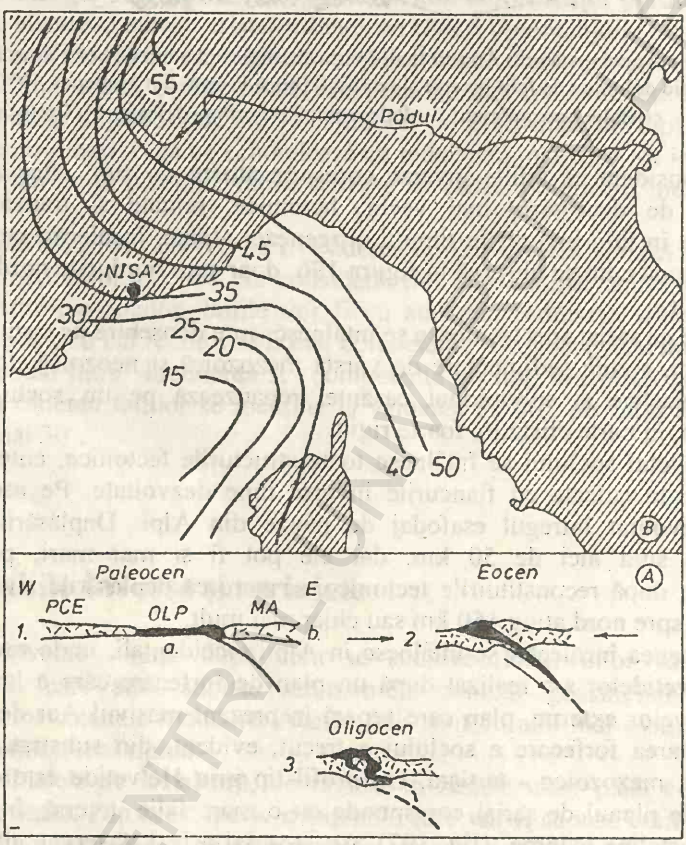


Fig. 198. Modelul cinematic al structogenezei Alpilor Occidentali (după Giese *et al.*, 1981):
A – evoluția geotectonică prin subducție - coliziune continentală; *1*, *2*, *3* – fazele de evoluție până la retroșariaje; *PCE* – placa continentală europeană; *MA* – microplaca Adriatică; *OLP* – oceanul Liguriano - Penninic; *B* – izoliniile adâncimii scoarță/manta, sugerând orientarea planului de paleosubducție; *a* – scoarță oceanică; *b* – scoarță continentală.

Scoarța oceanică a fost apoi antrenată și, în parte consumată, într-un fenomen de subducție după un plan cu orientare est - sud - estică; în final, s-a produs coliziunea celor două plăci, cu obducția microplăcii adriatice spre nord- vest.

În procesul de obducție, sedimentele mezozoico - terțiare de eugeosinclinal au fost transportate spre nord - vest, realizându-se pânzele de șariaj deferlate peste bordura plăcii europene. Rezistența opusă de placa europeană în procesul de obducție stă probabil la originea retroșariajelor din această zonă (fig. 198).

Investigaţiile geofizice şi, în special seismice, indică o afundare în zona Alpilor Occidentali spre est - sud - est a limitei scoarţă - manta, ceea ce reprezintă o dovadă a paleosubducţiei invocate (fig. 198 *B*).

De o amploare spectaculară sunt şariajele din Munţii Himalaia. Aceştia au fost generaţi în urma coliziunii dintre plăcile Indiană şi Asiatică, fapt presupus încă de Argand (1924) şi Carey (1958); azi tectonica globală a confirmat şi argumentat fenomenul. Se consideră că placa Indiană desprinsă din Antarctida a suferit o derivă spre nord pe circa 3000 km după două megadecroşări.

Compresiunea din acest sector al Tethysului a afectat o stivă de depozite care comportă un soclu cristalin precambrian şi o serie sedimentară paleozoico - terţiară. Scurtarea catenei a fost, se pare, destul de importantă întrucât ea a provocat o cutare foarte intensă a cuverturii şi o fracturare a soclului după falii inverse cu înclinări extrem de reduse, respectiv şariaje cu decolare spre sud pe mai mult de 150 km (fig. 199). Planele de şariaj, materializate de faliile inverse plate, care limitează baza pânzelor sunt în Himalaia, după observaţiile autorilor, foarte greu de surprins în teren întrucât ele corespund unor zone groase de milonite în întregime recristalizate.

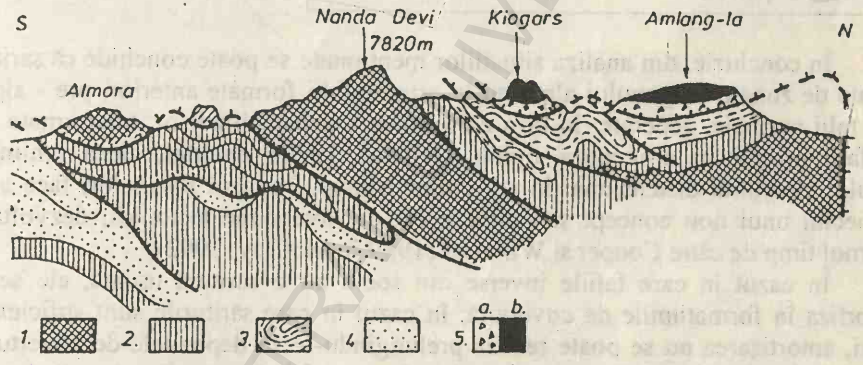


Fig. 199. Secţiune geologică generală prin pânzele de şariaj din Munţii Himalaia (după Gansser):

1 – Precambrian; *2* – Paleozoic; *3* – Mezozoic (fliş); *4* – Neozoic; *5a* – olistostrome; *5b* – ofiolite.

Sutura dintre cele două plăci intrate în coliziune, şi pe care se păstrează resturile scoarţei oceanice consumate, corespunde cu aliniamentul Indus - Tsangpo, pe care apar circa 600 de puncte calde, constituite din geizere şi izvoare termale; formaţiunile ofiolitice apar şi mai la sud de sutura Indus în Himalaia Înaltă sub formă de petice şi pânze de acoperire (fig. 200).

Subducţia care a precedat coliziunea s-a produs cu fuziunea parţială a scoarţei sialice, generând spre nord de aliniamentul Indus - Tsangpo o centură de granodiorite desfăşurată pe un traseu de 2500 km (Desio *et al.*, 1982).

Sutura ofiolitică indică aliniamentul paleoplanului de consum Benioff, iar poziţia lui pe limita nordică a Himalaiei arată că, de fapt, această catenă de orogen aparţine plăcii Indiene a cărei margine nordică a fost ruptă şi transformată în duplicaturi. Este cazul să menţionăm că, în general, determinarea orientării paleoplanelor de consum se face în raport de poziţia aliniamentelor ofiolitice şi a

vulcanitelor de subducție, în sensul că aceasta va fi întotdeauna dinspre primele spre cele din urmă.

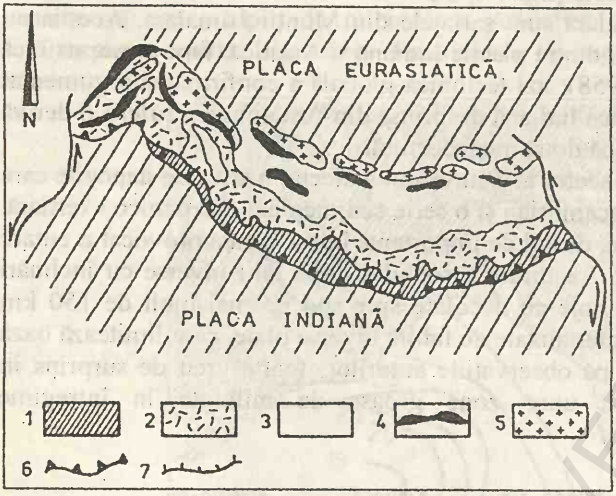


Fig. 200. Unitățile structurale majore ale Himalaiei (după Gansser, 1981 din Spencer, 1988):
1 – Himalaia Joasă; *2* – Himalaia Înaltă; *3* – Tethys - Himalaia; *4* – ofiolitele suturii Indus - Tsangpo; *5* – magmatite acide de subducție (plutoni); *6* – Marea Falie Marginală; *7* – Marea Încălecare Centrală.

În concluzie, din analiza situațiilor menționate se poate conchide că șariajele legate de zonele orogenului alpin au la origine falii formate anterior, pre - alpine, sau falii normale, generate în faza de formare a geosinclinalelor, trasformate apoi în falii inverse în orogeneza alpină (Delfaud, 1977); dealtfel, ideea schimbării stilului structural distensional în stil compresional, în cazul bazinelor, face astăzi subiectul unui nou concept și anume acela de inversiune tectonică, dezvoltat în ultimul timp de către Cooper și Williams (1989 în McClay, 1992).

În cazul în care faliile inverse din soclu au o săritură ușoară, ele se pot amortiza în formațiunile de cuvertură; în cazul în care săriturile sunt suficient de mari, amortizarea nu se poate realiza prelungindu-se în depozitele de cuvertură și determinând încălecări. Se poate considera în acest fel că parte din pânzele de șariaj din catenele alpine sunt consecința forfecărilor mai vechi ale soclului, reactivate în momentele de compresiune legate de orogeneza alpină.

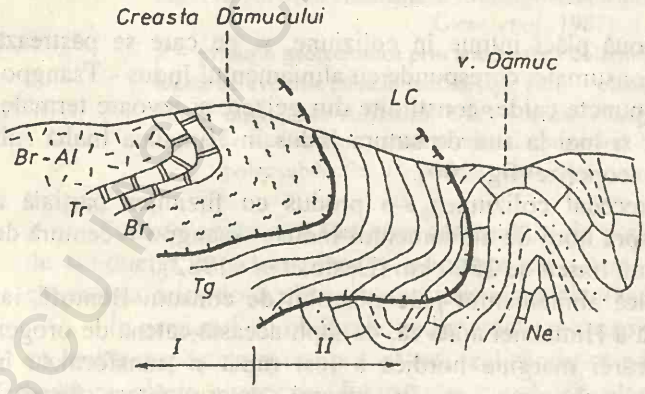


Fig. 201. Caracterul de retro-șariaj al contactului structural dintre zona cristalino - mezozoică și zona flișului în Carpații Orientali:
I – zona cristalino - mezozoică; *Br* – Grupul de Bretila - Rarău; *Tg* – Grupul de Tulghes; *II* – zona flișului; *LC* – linia central-carpatică.

În sfârșit, este de amintit că, atât faliile cât și suprafețele de șariaj pot fi uneori curbe, prezentând o formă concavă, fapt ce l-a determinat pe Suess (1909) să le denumească falii listrice. Mai mult, șariajele pot fi dirijate chiar în sens invers tensiunilor tangențiale, vorbindu-se în acest caz de retroșariaje, asociate cu cute de aceeași vergență numite *cute à rebours*. Asemenea caracter prezintă, spre exemplu, pe anumite sectoare linia central - carpatică (Băncilă, 1958; Săndulescu, 1975) după care zona cristalino - mezozoică a avansat peste zona flișului (fig. 201); se presupune că faptul ar deriva dintr-o cutare intervenită în fazele tectonice ulterioare. Același caracter îl au și structurile din Pânza de Teleajen; forajele au demonstrat însă, că acest caracter listric este superficial pentru că în adâncime planele de șariaj revin la vergența lor primară, cu orientare spre Vorland.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

8 FALIILE DE DECROȘARE

Decroșările (Jaccard, 1869) sunt cunoscute și sub numele de falii de alunecare pe direcție (*strike - slip fault*), aproximativ similare cu termenii de falii transcurente (*transcurrent faults*) sau falii de torsiune (*wrench faults*). Ele se produc la toate scările și au la origine atât stress - uri de compresiune cât și de distensiune, fiind definite ca mișcări de forfecare de-a lungul unui plan vertical în lungul căruia unul din compartimente suferă o deplasare orizontală în raport de celălalt; ele pot fi dextre sau senestre (fig. 202), caracter dedus din sensul deplasării dinspre dreapta sau dinspre stânga compartimentului plasat spre observator.

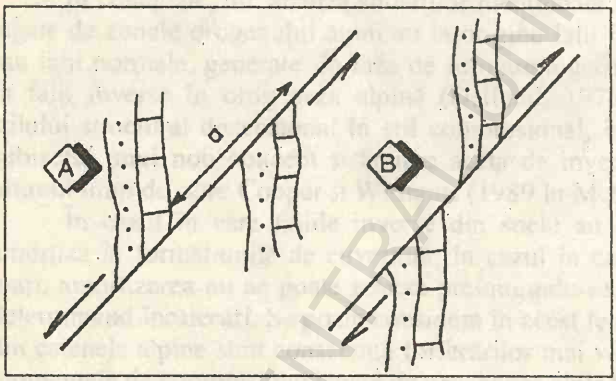


Fig. 202. Determinarea tipului de decroșare și a săriturii: *A* – decroșare senestră; *B* – decroșare dextră; *a* – săritura decroșării.

Există în scoarța Pământului decroșări de mare anvergură care se extind pe sute de kilometri, în timp ce, altele au caracter regional, mai restrâns. Unele din ele s-au realizat în orogeneza alpină fiind active chiar și în actual, altele, sunt pre - alpine. Vom analiza în cele ce urmează câteva din aceste decroșări.

8.1. Decroșări mari ale scoarței

Falia San Andreas. Se extinde pe aproape 900 km fiind asociată cu o serie de decroșări secundare, falii inverse și cute. Decroșarea principală prezintă două sectoare, unul nordic și altul sudic, la joncțiunea dintre ele ramificându-se falia Garlock (fig. 203).

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

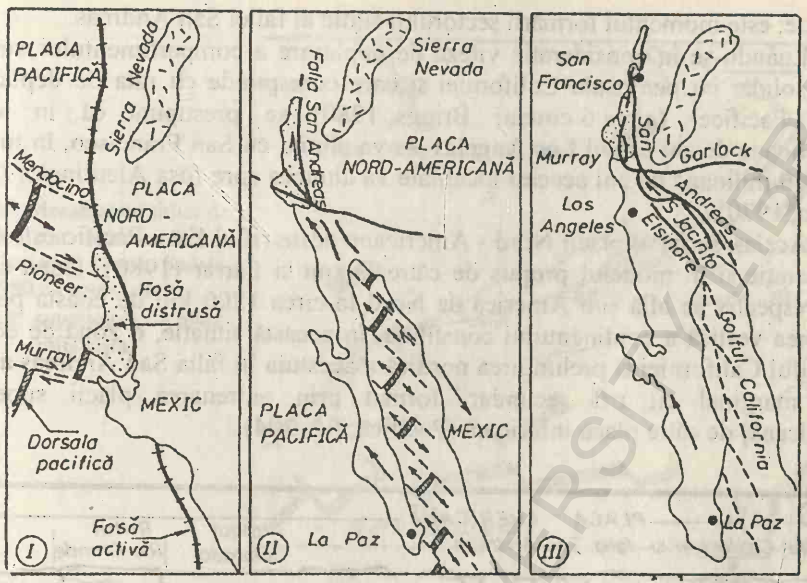


Fig. 203. Falia San Andreas si stadiile sale structogenetice (după Anderson, 1971): *I* – coliziunea dorsalei Est - Pacifice cu continentul Nord - American; *II* – depăşirea de către placa Nord - Americană a dorsalei Est - Pacifice de la sud de fractură Murray cu formarea Golfului Californiei; *III* – lărgirea Golfului Californiei şi formarea sectorului sudic al faliei.

După cum se ştie, celebra falie californiană este răspunzătoare de seismicitatea ridicată a zonei, cele mai puternice cutremure având loc în 1857 şi 1906; săritura faliei în seismul din 1857 a fost de aproape 9 m, iar în 1906 a ajuns la 6 m (De Sitter, 1969).

Mecanismul formării sale nu este încă pe deplin elucidat. Se admite, în general, că ea apare ca o falie transformantă a dorsalei Est - Pacifice; după Anderson cât şi alţi autori, fenomenul ar fi cu mult mai complex. Majoritatea autorilor sunt unanimi în a recunoaşte că fenomenul californian are loc la limita dintre placa Nord - Americană şi placa Pacifică (Dietz, Holden, 1970; Anderson, 1971; Miloje, 1980; Wallace, 1990).

În esenţă a avut loc, şi încă este activ, şariajul plăcii Nord - Americane spre vest, încălecând dorsala Est - Pacifică. Consecinţele geotectonice ale acestui fenomen au fost reconstituite în detaliu de către Anderson (1971). După părerea lui, cu 30 milioane de ani în urmă Golful Californiei nu era încă format, iar peninsula cu acelaşi nume era încă legată de regiunea continentală a Mexicului. În acest timp s-a produs coliziunea dorsalei Est - Pacifice, şi anume sectorul dintre fractura Murray şi Pioneer, cu placa Nord - Americană (fig. 203); cum placa Pacifică are o deplasare nord - vestică, zona ataşată acesteia a început o mişcare solidară, realizându-se sectorul nordic al faliei San Andreas.

Într-o a doua etapă, începută cu circa 3 - 4 milioane de ani în urmă, placa Nord - Americană a depăşit axul dorsalei Est - Pacifice de la sud de fractura Murray, determinând antrenarea scoarţei continentale într-o mişcare nord - vestică. Această deplasare stă la originea genezei Golfului Californiei si a lărgirii lui

continue; este momentul formării sectorului sudic al faliei San Andreas.

Luându-se în considerație viteza de deplasare a compartimentului vestic al faliei, solidar cu peninsula Californiei și care corespunde cu rata de deplasare a plăcii Pacifice (circa 6 cm/an; Briggs, 1980), se presupune că în viitorii 10 milioane de ani orașul Los Angeles se va alinia cu San Francisco, în timp ce, peste 60 milioane de ani aceeași localitate va aluneca spre fosa Aleutinelor (Dietz, Holden, 1970).

Același șariaj al plăcii Nord - Americane peste riftul Est - Pacific este luat în considerație și în modelul propus de către Dixon și Farrar (1980). După aceștia, riftul respectiv se află sub America de Nord la circa 1200 km de coasta pacifică. Marginea vestică a continentului constituie, în această situație, o zonă de eductie, iar Golful Californiei și prelungirea nordică a acestuia în falia San Andreas ar fi un bazin marginal cu rift secundar, format prin antrenarea plăcii superioare (Americană) de către placa inferioară (Pacifică; fig. 204).

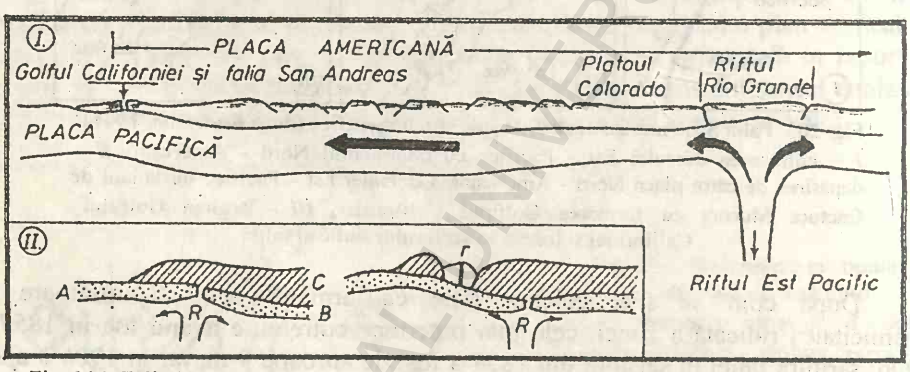


Fig. 204. Falia San Andreas și Golful Californiei, considerate ca un rift secundar generat prin eductie (*I*) (după Dixon, Farrar, din Bleahu, 1983):
II – mecanismul procesului de eductie; rift (*R*) subdus sub placa *C*, față de care plăcile *A* și *B* se mișcă divergent; viteza de expansiune mai mare decât cea de subducție face ca placa *A* să iasă de sub placa *C*, ultima fiind antrenată și fracturată, determinând formarea unui bazin marginal cu rift secundar (*r*).

Falia Neo - Zeelandeză. O decroşare de mari proporții a fost descrisă în insula sudică a Noii Zeelande de către Weelman. Decroşarea are o deplasare de circa 480 km pe un traseu de cel puțin 1300 km. Vârsta decroşării este încă în dispută. Câțiva autori (Ballance *et al.*, în Spörli, 1980), susțin că s-a inițiat în Terțiar; alții (Suggate, Grindley) presupun că a început în Cretacic; există și opinia după care falia respectivă are la origine reactivarea în Terțiar a unei fracturi preexistente, paleozoice.

Mecanismul acestei decroşări trebuie căutat în tensiunile generate la limita dintre placa Pacifică și placa Indo - Australiană (Spörli, 1980; fig. 205). În esență, decroşarea nu este altceva decât o falie transformantă de tip FsFs, care leagă plăcile superioare a două zone de subducție cu mișcare divergentă și care determină o mărire progresivă a distanței dintre ele. În zona peripacifică, decroşări de anvergura celor din California și Noua Zeelandă se citează în Filipine, Atacama (Chile), Alaska, Kamceatca și Japonia.

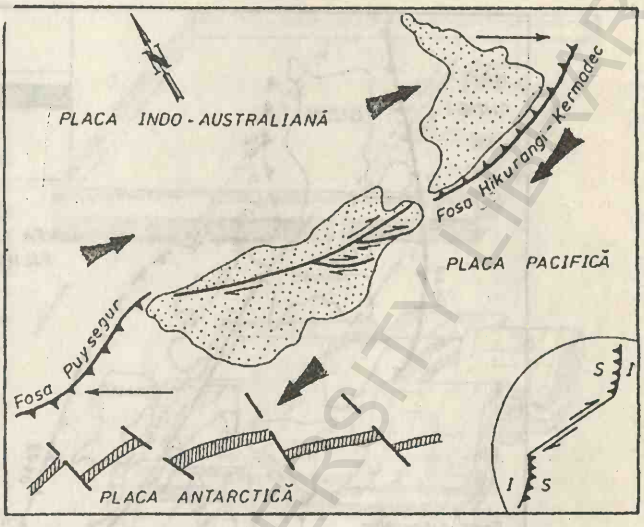


Fig. 205. Mecanismul faliei de decroşare din insula sudică a Noii Zeelande (după Spörli, 1980 cu completări):
s – placă superioară; *i* – placă inferioară.

Decroşarea Filipinelor. Deosebit de interesantă este falia de decroşare a Filipinelor. Cauza ei rezidă, după părerea unor autori (Hamilton,1979), într-un cuplu tensional la care este supusă zona acestui arhipelag; sectorul său nordic, ca urmare a unei subducţii bilaterale, suferă o mişcare relativă spre vest, peste fosa Manila, în timp ce, sectorul sudic, ca efect al aceluiaşi fenomen de subducţie se mişcă spre est, peste fosa Filipinelor (fig. 206). În seismul din 1973, zona istmului Tayabos din sudul insulei Luzon a suferit pe această falie o deplasare de 2 - 3 m (Morante, Allen).

Catena alpină euro - asiatică este şi ea însoţită de decroşări de anvergură considerabilă, trădate de seismicitatea ridicată a unor zone. Aşa este cazul decroşării nord - anatoliene, dezvoltată pe aproape 1300 km cu o săritură de 200- 400 km. De asemenea, este cunoscut sistemul de falii din Alpi şi anume falia insubrică şi judicariană, care separă, după Staub, dinaridele de alpide.

Importante aliniamente tectonice transversale de tip decroşare afectează apoi Dinaricii, Apeninii şi Orogenul Iranian (Munţii Zagros); după opinia celor mai mulţi autori, toate aceste fracturi corespund unor vechi falii transformante ale ridurilor medio - oceanice din evoluţia geosinclinală, transmise sectoarelor continentale limitrofe.

Decroşări pre - alpine. Se întâlnesc frecvent în Scoţia, Franţa, Spania, Maroc. În Scoţia se citează cunoscuta falie Great Glenn (Valea Mare); se distinge bine morfologic, iar pe traseul său rectiliniu se află celebrul Loch Ness. După observaţiile lui Kennedy şi Neville, decroşarea se evidenţiază prin decalarea pe direcţie a unei zone granitizate (fig. 207); săritura ei totală atinge aproape 100 km, iar iniţierea se plasează în Carbonifer, afectând depozitele devoniene (Old Red Sandstone). Se consideră (Wilson, 1963) că falia Cabotte din America de Nord (New Scotland) face parte din acelaşi sistem de decroşare de la Great Glenn, separarea lor actuală fiind urmarea driftului continental prin deschiderea Oceanului Atlantic.

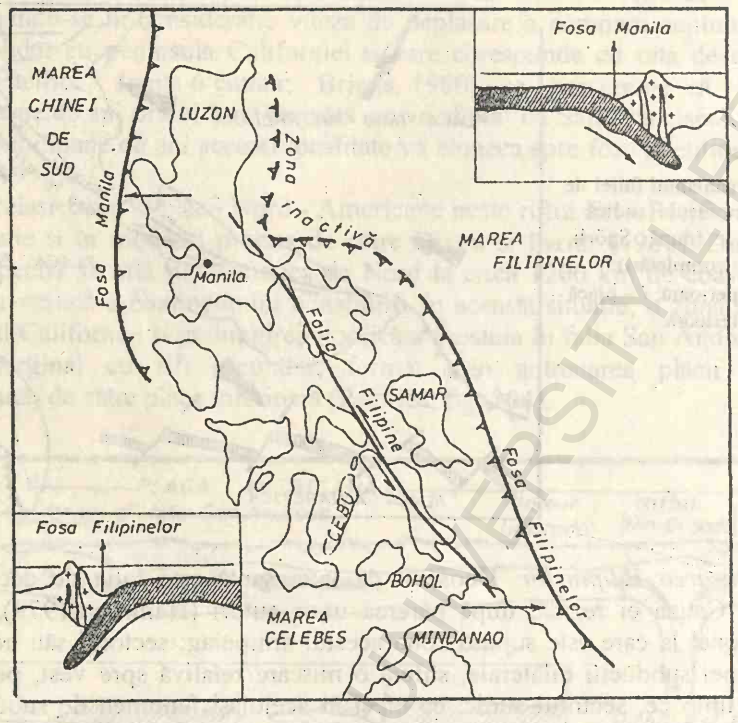


Fig. 206. Falia de decroșare a Filipinelor (din Hamilton, 1979 cu completări).

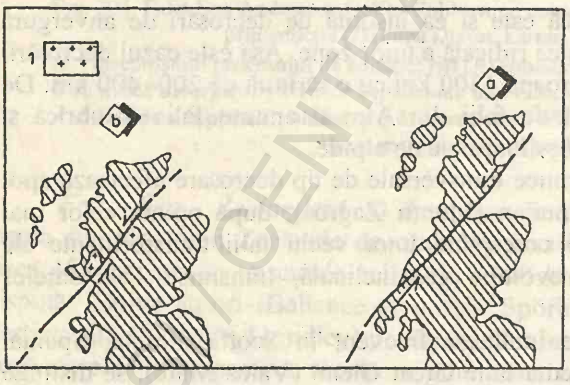


Fig. 207. Decroșarea senestră Great Glenn din Scoția (după Kennedy, 1946 din Price, Cosgrove, 1991): *a* – poziție inițială reconstituită; *b* – situație actuală; *1* – granite.

8.2. Decroșări regionale și locale

Acestea sunt de amploare redusă și, în general, sunt asociate cu cute. Față de raportul lor cu sistemul cutat se disting: decroșări născute sincron cu fenomenul de cutare, decroșări contemporane cutărilor, dar rezultând din reactivarea unor fracturi anterioare și decroșări posterioare cutării.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

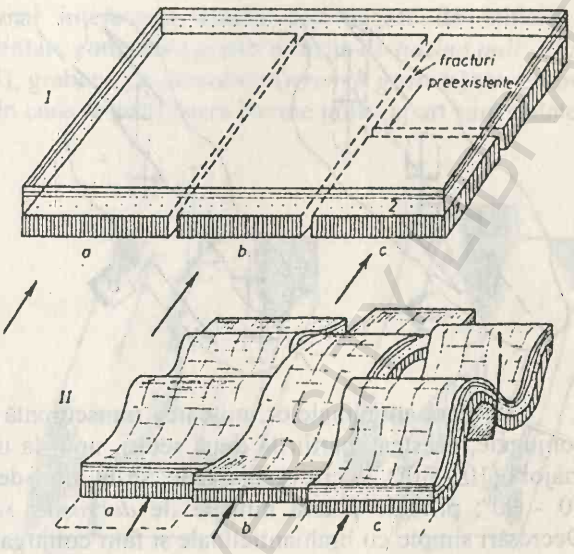


Fig. 208. Relațiile dintre cutare și decroșare în Munții Jura, rezultate din orientarea fracturilor de soclu preexistente, cu stress - ul de compresiune din orogeneza alpină (din Mattauer, 1980 cu completări): *I* – situația anterioară cutării; *II* – stilul tectonic după rejucarea faliilor de soclu preexistente; *1* – soclu; *2* – cuvertură sedimentară.

Interesante decroșări regionale se cunosc în Munții Jura. Aici, ele separă numeroase compartimente cu grad de cutare diferențiat (fig. 208). O asemenea situație n-a putut deriva decât din rejucarea unor fracturi preexistente, cu poziții diverse față de stress - ul de compresiune. Orientarea paralelă a stress - ului cu vechile fracturi ale soclului a dus la decroșări, în timp ce, raportul lor perpendicular, la falii inverse, rezultând astfel cute falii; de notat că amploarea cutării cât și numărul cutelor, variază de la un compartiment la altul.

8.3. Decroșările și tectonica de culisare

Orice decroșare este, după cum se știe, o falie verticală cu vectorul de mișcare orizontal. Rezultând dintr-un cuplu de forfecare, acestea vor genera în blocurile adiacente un stress compresional și unul distensional. Complexitatea deformărilor din lungul faliilor transcurente depinde de caracterul acestora rectiliniu, simplu sau sinuos.

8.3.1. Decroșările simple

În cazul decroșărilor simple sau pure, mișcarea blocurilor are loc paralel cu planul de falie. Deformările caracteristice care se produc în lungul unei decroșări simple sunt cutele anticlinale (brahicute) dispuse în releu; acestea sunt anticlinale de compresiune cu orientare oblică față de planul de forfecare principal (fig. 209). Acestea apar în primele faze ale procesului de transcurență; ulterior planul principal de fractură le retează, rămânând ca fragmente izolate și zdrobite pe cele două blocuri.

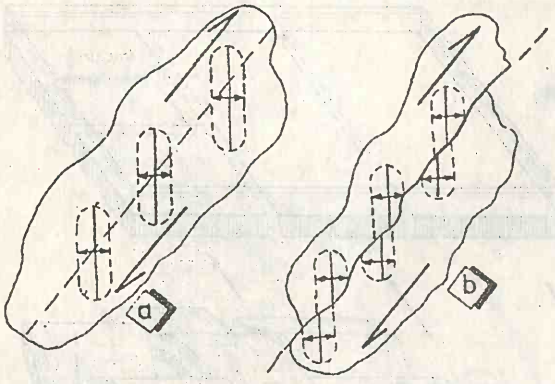


Fig. 209. Formarea brahianticlinalelor în lungul unei falii transcurente (*a*) şi forfecarea lor ulterioară (*b*) (inspirată după Bleahu, 1989).

În afara anticlinalelor, mişcarea transcurentă induce şi falii secundare zise şi conjugate; acestea aparţin la două seturi, unul la un unghi mic faţă de decroşarea majoră (10 - 30°), deci cvasiparalele, şi un altul de falii aproape perpendiculare la 70 - 90°; primele poartă numele de *decroşări sintetice*, iar celelalte *antitetice*. Decroşări simple cu brahianticlinale şi falii conjugate au fost obţinute experimental de către Cloos (1936), dar sunt citate şi în realităţile din teren, cazul decroşării neo - zeelandeze sau a celei din lungul Iordanului.

8.3.2. Decroşările sinuoase

Există cazuri când traseul dislocaţiei de forfecare nu este liniar ci ondulat cu curburi variabile ca mărime şi orientare. În acest caz raportul dintre orientarea curburii şi direcţia mişcării transcurente a blocurilor determină apariţia unor câmpuri de stress distensional sau compresional, având drept rezultat formarea unor structuri specifice; Harland (1971) a numit acest tip de tensiuni *transtensiuni* (transcurenţă + distensiune) şi *transpresiuni* (transcurenţă + compresiune).

În cazul transpresiunilor (fig. 210), zonele respective sunt supuse la cutări, forfecări, încălecări, boltiri (*flower structure*, *fault - slice ridges* - blocuri ejectate), iar al transtensiunilor, rezultat al unei relaxări cu deplasarea unor panouri din scoarţă, se pot genera bazine de sedimentare (fig. 211).

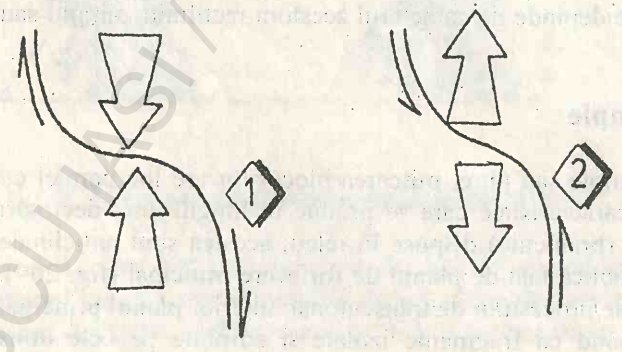


Fig. 210. Decroşări curbe cu generare de transtensiuni şi transpresiuni:
1 – decroşare curbă convergentă (closing bend) cu transpresiuni;
2 – decroşare curbă divergentă (opening bend) cu transtensiuni.

Aşadar dintre toate fenomenele tectonice legate de mişcarea de culisare din lungul transcurentelor cele mai interesante rămân cele legate de iniţierea şi desfacerea bazinelor de sedimentare cunoscute şi sub numele de *bazine pull - apart* (Stewart, 1966, Crowell, 1974), grabene de decroşare (*wrench graben*) sau grabene romboidale; diversele situaţii în care se pot genera bazine pull - apart sunt redate în figura 212.

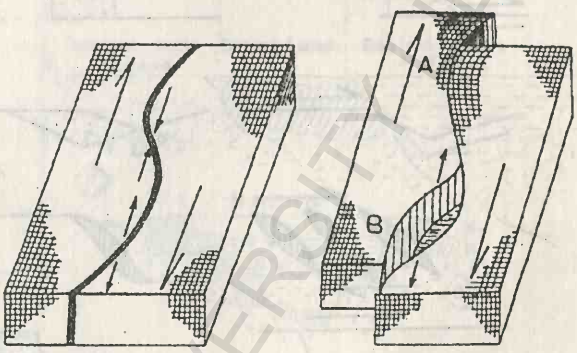


Fig. 211. - Formele structurale determinate de caracterul curb al faliilor transcurente:
A – curbă convergentă cu transpresiuni (cutări - boltiri); *B* – curbă divergentă cu transtensiuni (bazine pull - apart).

Important pentru evoluţia bazinelor pull - apart este gradul de acoperire, adică lungimea dublată a celor două falii, distanţa dintre ele şi unghiul făcut de acestea cu sensul de mişcare. Principalele situaţii, după Mann *et al.* (1983) ar fi următoarele: falii perpendiculare care leagă două transcurente paralele, din mişcarea divergentă rezultând un bazin cu lăţime constantă şi lungime crescătoare (fig. 212 *a*); transcurente neparalele cu tendinţă de convergenţă legate printr-o falie mediană oblică generând un bazin asimetric conjugat şi cu o zonă supusă boltirilor (fig. 212 *b*); fracturi dispuse în releu faţă de un stress divergent ce vor genera mici bazine oblice, fuzionând în final, într-un bazin unic prin extindere generală (fig. 212 *c*); transcurente paralele legate prin fracturi oblice din care rezultă bazine mici ce vor fuziona în unul mai mare sub formă de "Z" (fig. 212 *d*).

Asemenea bazine pull - apart se întâlnesc în lungul faliei San Andreas (Ridge Basin), în lungul faliei Iordanului (Marea Moartă) sau în aria intracarpatică (Bazinul Vienei, Drava, Sava etc). În ţara noastră, existenţa unor bazine pull - apart a fost sesizată de către Grădinaru (1984, 1988). Acest autor a explicat ivirile sporadice de depozite jurasice din proximitatea faliei Peceneaga - Camena prin depunerea lor într-un bazin pull - apart format într-un regim transtensiv al acestei falii majore. Modificarea regimului geodinamic al faliei Peceneaga - Camena din transtensiv în transpresiv a avut drept urmare blocarea acestui bazin într-un stadiu imatur şi strivirea sa de-a lungul centurii de transcurenţă a faliei.

Interesant ca evoluţie este bazinul pull - apart al Mării Moarte. El este de tip continental, iar geneza lui a avut loc pe fondul unei platforme vechi cu fundament metamorfic precambrian, acoperit cu depozite sedimentare paleozoice şi mezozoice rămase în poziţie orizontală.

Bazinul s-a format pe o discontinuitate în trepte a faliei Mării Moarte, decroşare majoră după care placa Levantului s-a mişcat senestru în raport cu placa Arabiei (fig. 213); în esenţă, falia Mării Moarte este o transformantă a riftului Mării

Roșii, care începe în Golful Aqaba și continuă spre nord cu Valea Iordanului. Deschiderea bazinului a progresat de la sud spre nord, astfel încât s-au format mai multe depresiuni secundare, trei la număr, printr-o migrare a depocentrului.

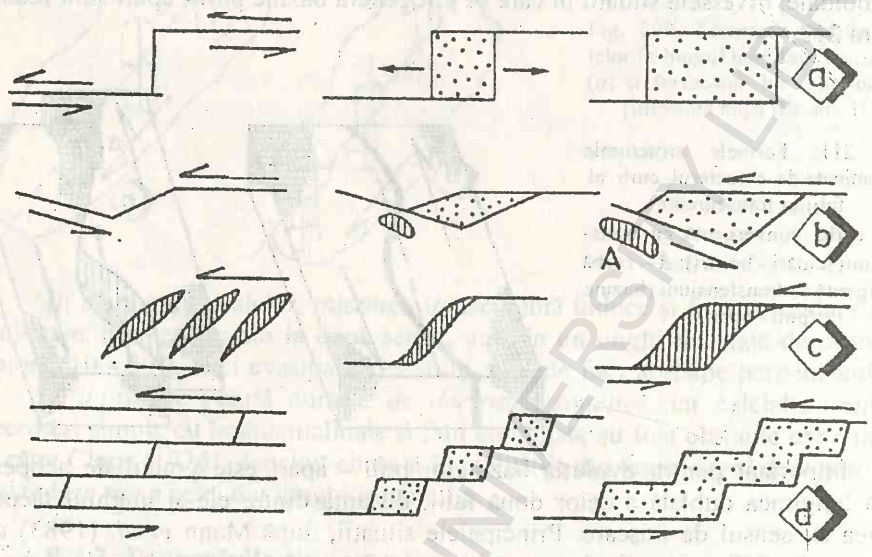


Fig. 212. Tipuri de bazine pull - apart și stadiile lor de evoluție (după Mann *et al.*, 1983 din Bleahu, 1989):
a – decroșări paralele legate prin falie perpendiculară; *b* – decroșări neparalele legate prin falie oblică; *c* – fracturi paralele cu bazine în releu, fuzionând în unul romboidal; *d* – fracturi paralele generând un bazin în "Z"; *A* – zonă de ridicare după compresiuni.

Sedimentarea a început în Miocen în bazinul sudic, apoi în Pliocen s-a format al doilea bazin, iar din Pleistocen superior până în actual sedimentarea a evoluat în actualul contur al Mării Moarte. După Manspeizer (1985), viteza de deplasare cu formarea grabenelor de la sud spre nord a fost de circa 6 - 10 km/1Ma, iar rata de sedimentare de circa 100 cm/1000 ani.

Cele trei bazine succesive sunt separate de falii normale listrice cu înclinări spre nord; în profil transversal bazinul prezintă margini abrupte constituite de falii normale după care formațiunile paleozoico - mezozoice și soclul cad în trepte după înclinări destul de mari (fig. 213 *C*, *D*). Se consideră că reliefurile limitrofe, respectiv lanțul Antiliban și Sinai, reprezintă zone ejectate prin transpresiunile apărute de o parte și de alta a faliei; din cele relatate se deduce că structurile din lungul Mării Moarte și Văii Iordanului nu reprezintă o zonă de rift, așa cum s-a considerat, ci o falie transformantă a riftului Mării Roșii.

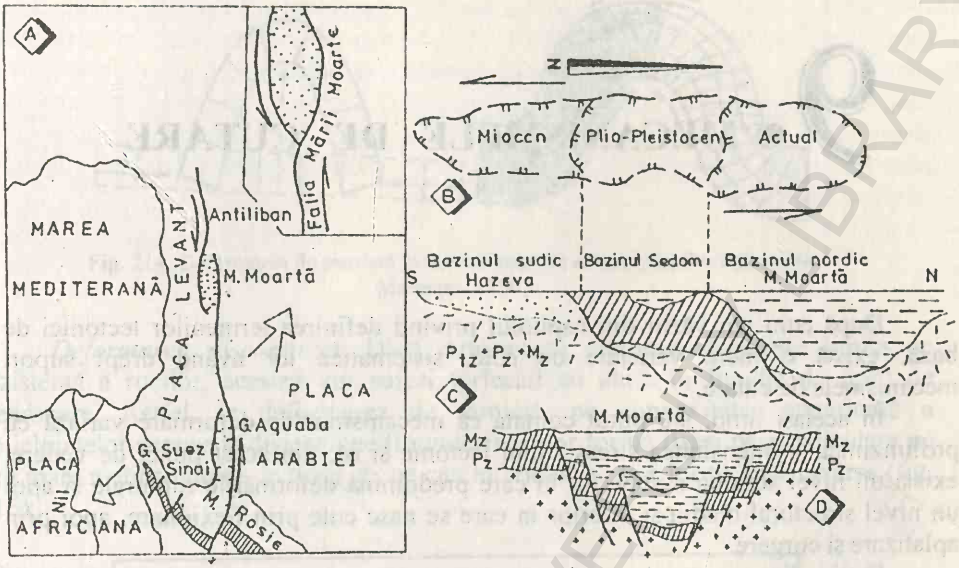


Fig. 213. Bazinul pull - apart al Mării Moarte si evolutia lărgirii sale dinspre sud spre nord (după Zac, Freund, 1981, din Reading 1986):

A – cadrul geotectonic general; *B* – poziţiile migrării bazinului dinspre sud spre nord; *C* – secţiune longitudinală; *D* – secţiune transversală.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

9. MECANISMELE DE CUTARE

După cum am văzut din capitolul privind definirea termenilor tectonici de bază, există o mare varietate de cute, sistematica lor având drept suport mecanismele de cutare.

În același timp, s-a putut contata că mecanismul de deformare variază cu profunzimea și intensitatea stress - ului tectonic și că, din acest punct de vedere, există un nivel structural superior în care predomină deformările rupturale și apoi un nivel structural mediu și inferior în care se nasc cute prin flexionare, apoi prin aplatizare și curgere.

Deci, din punct de vedere tectogenetic, se vor deosebi trei tipuri fundamentale de mecanisme de cutare cărora le corespund trei categorii de cute: cute generate prin flexionare și alunecare, cute generate prin aplatizare și cute de curgere.

9.1. Cutarea prin flexionare și alunecare

Cutele paralele, cunoscute și sub numele de cute concentrice, se formează întotdeauna în roci stratificate și se caracterizează prin grosimea constantă a stratelor componente, adică prin paralelismul lor. Formarea acestora se face prin fenomenul de flexionare, pachetul de roci suportând în timpul cutării o deformare continuă și o deformare discontinuă.

Deformarea continuă. Pentru ca un strat să se cuteze și în același timp să-și mențină grosimea constantă este necesar ca forțele de tensionare să se aplice fie pe flancuri, rămânând partea centrală fixă, fie pe extremități, flancurile apropiindu-se; în primul caz avem de a face cu o cutare prin deformare de flanc, iar în al doilea cu o cutare prin deformare de șarnieră.

În primul caz, deformarea este minimă în axul anticlinalelor, adică în șarnieră, și maximă pe flancuri, pe când în deformarea de șarnieră maximum se înregistrează în ax și minimum pe flancuri (fig. 214). În deformarea de șarnieră convexitatea superioară a anticlinalelor suferă o distensiune cu alungire, iar convexitatea inferioară o tensiune compresională cu scurtare; în cazul unui sinclinal, repartiția forțelor distensionale și compresionale este inversă. Zonele de întindere și de scurtare sunt separate printr-o suprafață neutră, în care materia nu suferă nici un fel de deformare, întrucât forțele compresionale și distensionale se anulează; această zonă nu se plasează la mijlocul stratului ci se apropie de convexitatea superioară în anticlinale și de cea inferioară în sinclinale.

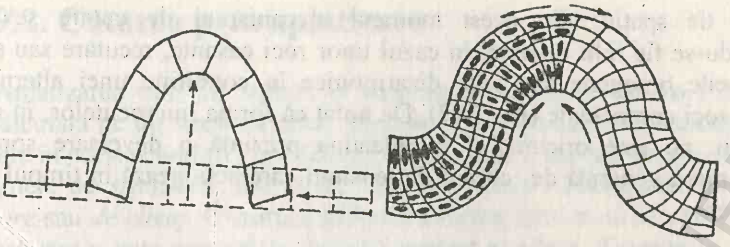


Fig. 214. Deformarea de șarnieră în mecanismul de cutare prin flexionare (din Mattauer, 1980).

Deformarea discontinuă. Dacă deformarea continuă depășește limita de rezistență a rocilor, acestea vor suferi forfecări cu alura în funcție de tipul de flexionare. Astfel, în deformarea de șarnieră, pe convexitatea superioară a anticlinalelor supuse la distensiune (întinderi) se vor forma fisuri perpendiculare pe axa mare a elipsoidului, în timp ce, pe cea inferioară se vor forma falii inverse (fig. 215).

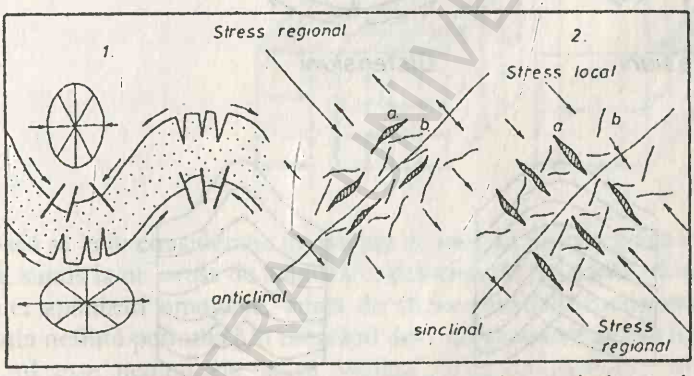


Fig. 215. Deformarea de șarnieră în cutarea de flexionare și elementele rupturale asociate (compilație din De Sitter, 1969; Mattauer, 1980): *1* – orientarea tensiunilor, a elipsoidului și deformările în secțiune transversală; *2* – orientarea în plan a deformărilor rupturale (fisuri); *a* – fisuri de tensiune; *b* – fisuri de forfecare.

În timpul flexionării, în cazul unui pachet de strate, acestea alunecă unul pe altul; această alunecare este maximă în cazul unei deformări de șarnieră; există deplasare chiar în șarniera însăși, întrucât partea superioară a stratelor suferă o întindere, în timp ce partea inferioară a lor este scurtată. Sensul de alunecare este simetric în raport cu axul cutei anticlinale, bancul superior deplasându-se întotdeauna spre șarnieră, adică dinspre axul sinclinalului spre axul anticlinalului, în timp ce, bancul inferior, dinspre axul sinclinalului spre axul anticlinalului (fig. 216).

Deformări secundare ale cutării prin flexionare. În cazul mecanismului de cutare prin flexionare (cutarea paralelă) se observă că, spre exemplu, în cazul anticlinalelor, curbura stratelor crește spre baza acestora, iar raza în acest caz sfârșește prin a fi nulă. Sub acest centru nul stratele nu se mai pot cuta concentric

din lipsă de spațiu; din acest moment mecanismul de cutare se complică, producându-se fie falii inverse, în cazul unor roci casante, recutare sau șistozitate, pentru rocile omogene sau cute dizarmonice în condițiile unei alternanțe, roci plastice - roci competente (fig. 217). De notat că forma microcutelor, în cazul unei dizarmonii, nu este oricum, ci întotdeauna prezintă o deversare spre sarniera structurii mari, generată de cuplul de tensiuni care acționează în timpul alunecării banc pe banc.

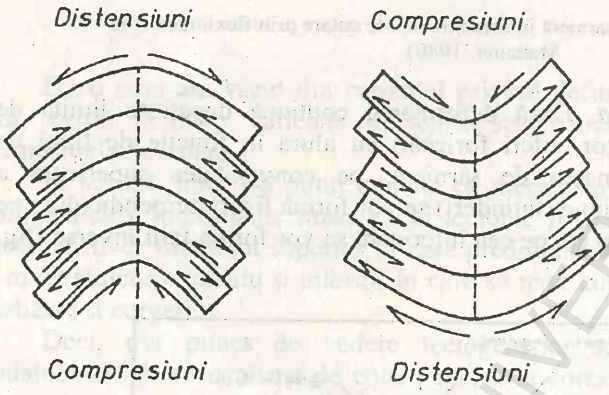


Fig. 216. Alunecarea strat pe strat în cutarea prin flexionare (după Billings, din Dumitrescu, 1962).

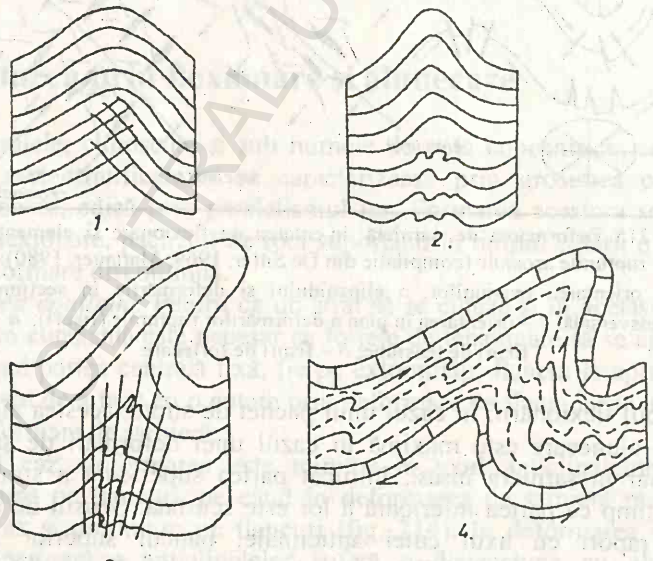


Fig. 217. Deformări secundare ale cutării prin flexionare (din Mattauer, 1980): *1* – lipsă de spațiu în nucleul anticlinal; *2* – nucleu anticlinal recutat; *3* – anticlinal cu nucleu afectat de șistozitate; *4* – dizarmonie în cazul alternanței roci plastice - roci casante.

9.2. Cutarea prin aplatizare

Aplatizarea este, în esență, o scurtare a pachetului de roci pe o direcție perpendiculară pe un stress orientat. Planele de aplatizare perpendiculare pe stress constituie în aceste condiții suprafețe de desprindere a rocilor, proprietate cunoscută sub numele de *șistozitate* sau *clivaj*; din acest motiv cutarea se numește *și prin aplatizare* sau *de clivaj*. Grosimea primară a formațiunilor nu se conservă și rezultă din acest motiv cute neparalele dar nici perfect similare. Tensiunile de aplatizare pot fi combinate cu forfecări, flexionări și chiar fenomene de curgere.

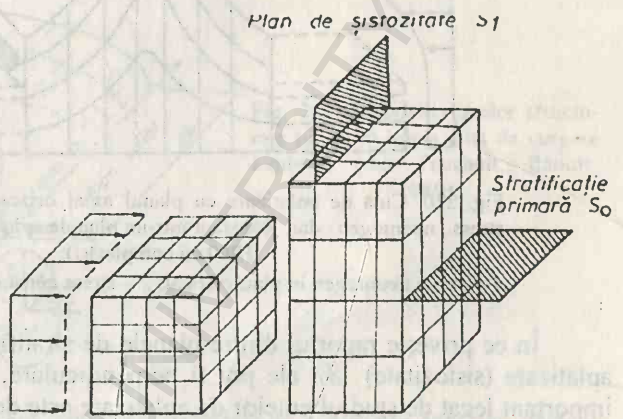


Fig. 218. Deformare fără cutare în cazul unui stress omogen (din Mattauer, 1980 cu completări)

Dacă se ia în considerație un pachet de roci de formă cubică cu o stratificație evidentă, supus la un stress de aplatizare, deformările pot căpăta două aspecte: a) în cazul unei aplatizări omogene, adică de stress constant, rocile rămân orizontale, stratificația nefiind perturbată și crescând doar grosimea stratelor (fig. 218); b) dacă stress - ul este neomogen, adică variază pe anumite zone, stratele își pierd orizontalitatea ca urmare a aplatizării diferențiate; se pot naste în aceste condiții cute de aplatizare (fig. 219).

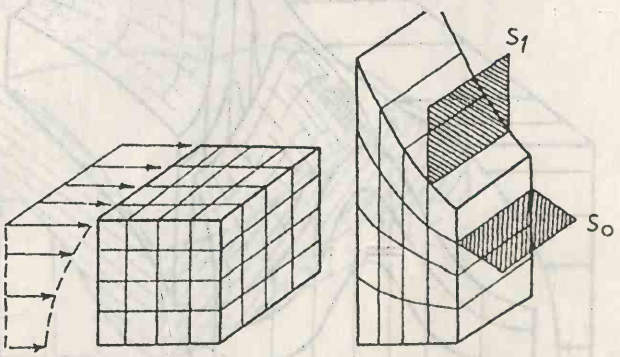


Fig. 219. Cutare prin aplatizare în condiții de stress neomogen, valoarea lui variind în plan vertical (din Mattauer, 1980 cu completări).

În cazul în care aplatizarea este neomogenă, dar rămâne constantă într-un plan de aplatizare, se nasc cute cu planul axial orizontal (fig. 220); în conditiile în care valoarea aplatizării variază într-un plan de șistozitate pe două direcții

perpendiculare, atunci cutele vor prezenta un plan axial curb (fig. 221).

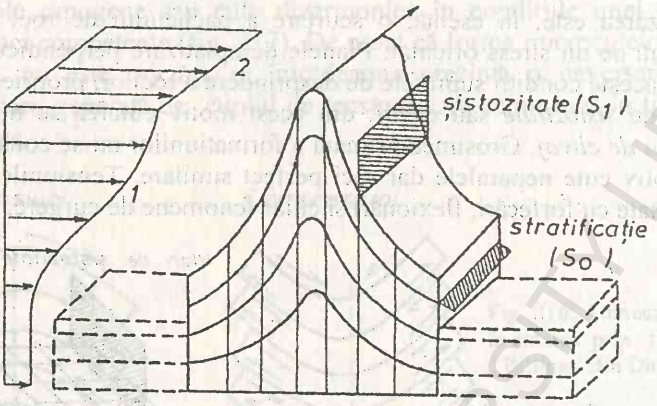


Fig. 220. Cută de aplatizare cu planul axial orizontal, generată de un stress neomogen dar constant într-un plan de aplatizare (din Mattauer, 1980 cu completări):
1 – stress neomogen în plan vertical; *2* – stress constant în plan orizontal.

În ce privește raportul dintre planele de stratificație primară S_0 și planele de aplatizare (șistozitate) S_1, ele pot fi perpendiculare, oblice sau paralele. Un fapt important legat de studiul cutelor de aplatizare este determinarea grosimii inițiale a stratelor și evaluarea scurtării lor. Metodele propuse sunt destul de laborioase (Ramsay, 1970) și de multe ori inaplicabile, având în vedere decelarea greoaie a stratificației primare și a unghiului dintre stratificație și sistozitate.

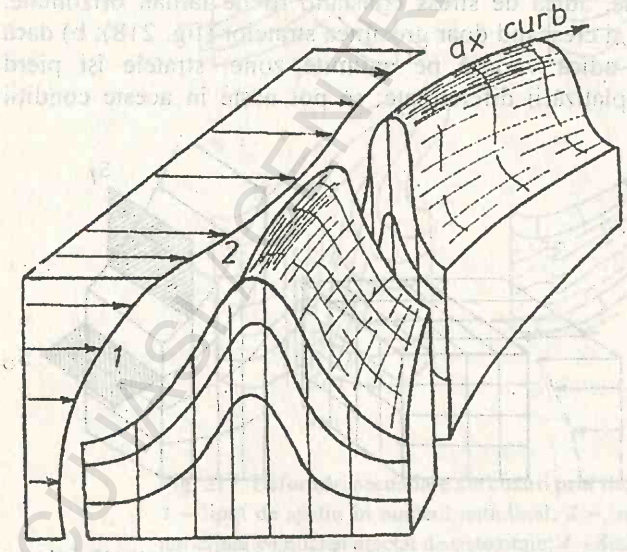


Fig. 221. Cută anticlinală cu plan axial curb, generată dintr-un stress variabil pe două direcții (din Mattauer, 1980 cu completări): *1* – stress vertical neomogen; *2* – stress orizontal neomogen.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITARĂ LIBRARY

9.3. Cutarea prin curgere

Cutele de curgere se formează fără scurtarea materialului supus deformării. Ele se nasc când rocile ajung la mare adâncime, moment când sunt atinse condițiile fuziunii. Se consideră că nu se ajunge decât rar la fuziune si că, în cele mai frecvente cazuri, este suficientă atingerea condițiilor de ductilitate, ca la scara timpului geologic ele să se comporte vâscos, curgând; în condițiile în care se atinge totuși punctul de fuziune, curgerea devine turbulentă.

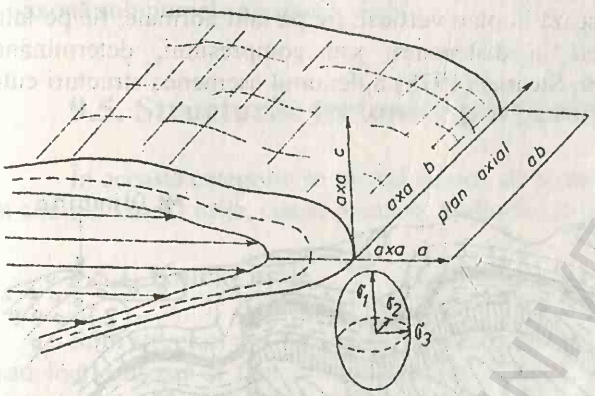


Fig. 222. Dispoziția axelor structurale (*a*, *b*, *c*) într-o cută de curgere laminară (din Foucault, Raoult, 1980).

Dacă curgerea este laminară, rămânând paralelă cu o direcție dată, iau naștere cute similare; în asemenea cute se pot defini axele cinematice, numite și *axe tectonice* sau *structurale*, utilizate în studiile microtectonice și notate de Sander cu *a*, *b*, *c* (fig. 222). Axa *a* corespunde cu direcția de curgere a materiei, în timp ce axa *b* reprezintă direcția cutei și este perpendiculară pe *a*; axa *c* este perpendiculară pe *ab*; *ab* corespunde cu planul de transport, de curgere a materiei, fiind deci planul axial al cutei. În cazul în care curgerea nu este laminară, ci variază pe mai multe direcții, ea generează cute care nu prezintă nici un element de simetrie; acestea sunt cutele de curgere turbulentă (fig. 223).

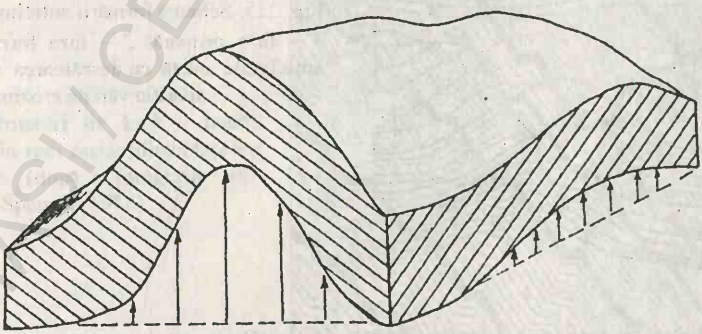


Fig. 223. Cută de curgere turbulentă lipsită de orice element de simetrie (din Mattauer, 1980).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

9.4. Alte mecanisme de cutare

Pe lângă mecanismele de cutare menționate există și alte procese în care deformarea are drept rezultat geneza unor structuri plicative. Astfel, există situații în care forțele de compresiune nu se aplică în plan orizontal (*buckling*) ci în sens vertical, exercitându-se asupra stratelor de roci o încovoiere (*bending*). Asemenea proces de cutare se petrece în cazul soclurilor rigide, afectate de falii normale sau inverse. Astfel de cazuri sunt citate de către Heim în Alpii Elvețieni (fig. 224). Dealtfel, asemenea tip de cute a fost obținut și experimental, demonstrându-se că, în cazul în care soclul se deplasează în plan vertical, fie pe falii normale, fie pe falii inverse, cuvertura este supusă la distensiuni sau compresiuni, determinând formarea unor cute de cuvertură; Stearns (1978) a denumit asemenea structuri cute forțate (*forced folds*).

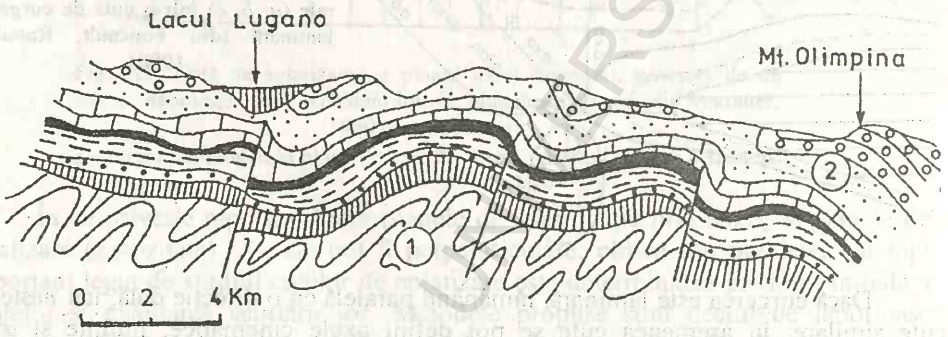


Fig. 224. Cute de cuvertură (forced folds) generate prin tensiunile exercitate în procesul de faliere a soclului rigid - Alpii Elvețieni (după Heim, 1922 din Price, Cosgrove, 1991): *1* – soclu rigid; *2* – cuvertură plastică.

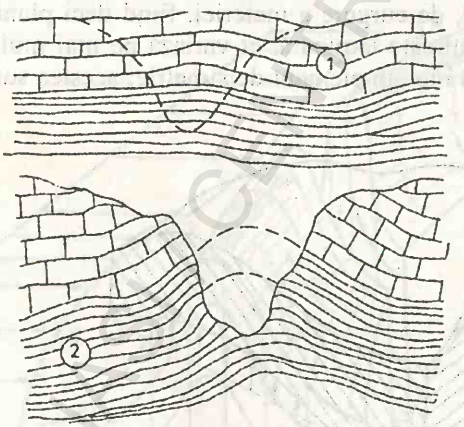


Fig. 225. Schema formării anticlinalelor de vale: *1* – faza primară; *2* – faza formării structurii anticlinale odată cu descărcarea de sarcină prin apariția văii de eroziune.

Structuri cutate pot rezulta însă și în legătură cu procese netectonice; este cazul anticlinalelor de vale. Acestea sunt generate în condiții cu totul particulare, și anume atunci când are loc o descărcare de sarcină, urmată de un proces de destindere; faptul se poate produce când roci plastice, precum argilele, sunt aduse

la zi prin eroziune fluvială de sub roci care exercitau o presiune ridicată; destinderea are drept urmare o boltire anticlinală a masei argiloase (fig. 225).

Numeroși autori mai citează printre cutele de origine netectonică, structurile formate prin îndoirea capetelor de strate sub sarcina deluviilor deplasate gravitațional în lungul pantelor; sunt, de fapt, structurile de *hakenwerfen* (Holmes, 1965) și care după geologii francezi apar ca urmare a fenomenului de *faucchage*.

Cutele strânse care apar în cazul alunecărilor submarine sau subaeriene (sliding, slumping) sunt considerate, de asemenea, rezultat al unor procese pur gravitaționale, și deci netectonice; asemenea cute sunt cunoscute în literatura anglo - saxonă sub numele de *slump folds*.

9.5. Structurile tectonice particulare

În această categorie se includ o serie de structuri cu dezvoltare mai restrânsă și anume: knick- urile, cutele parazite, budinele, structurile ptygmatice și diapirele.

9.5.1. Knick- urile

Sunt structuri așa - zise de kink bands de talie redusă cu raza de curbură nulă sau foarte ușoară și flancurile plane (fig. 226). Ele au fost descrise pentru prima dată de către Clough (1897). Dimensional, ele pot atinge lungimi de undă de la 1 mm și până la 10 cm, dar întâlnindu-se și structuri de sute de metri, așa cum au fost descrise de către Collomb și Donzeau (1974). Antrenează mai ales seriile plastice cu alternanță regulată și cu o șistozitate pronunțată, întâlnindu-se frecvent în seriile cristalofiliene. În fapt, structurile de *kink bands* (benzi frânte) reprezintă niște flexuri abrupte sau fracturi. După unii autori, se formează printr-un fenomen de frângere (*kniking*) a planelor de șistozitate (clivaj) sau prin lărgirea continuă a unor flexuri (fig. 227).

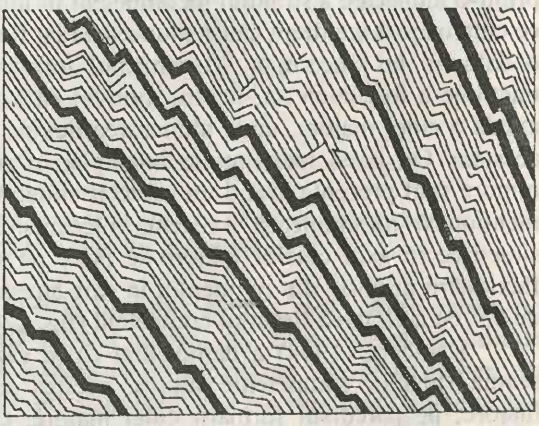


Fig. 226. Structuri de kink - bands (knick - uri) în roci metasedimentare cu laminație fină (după o fotografie din Spencer, 1988).

În laborator, exerienţele lui Donath (1961) și Anderson (1964, 1974) au reușit să reproducă structuri de kink bands în filite prin compresiuni paralele sau

subparalele la planul de șistozitate. Dewey (1965) a descris patru tipuri de asemenea structuri și anume: benzi frânte de tracțiune a jointurilor (*joint drag kink bands*); benzi frânte de segregare (*segregation kink bands*); pelitice (*pelitic kink bands*) și de forfecare (*shear kink bands*). Se consideră că geneza structurilor de kink bands este specifică etapelor târzii din șirul deformărilor unei stive de roci. Pentru detalii privind clasificarea și procesele genetice ale structurilor respective se poate consulta sinteza de geologie structurală a lui Ramsay și Huber (1987).

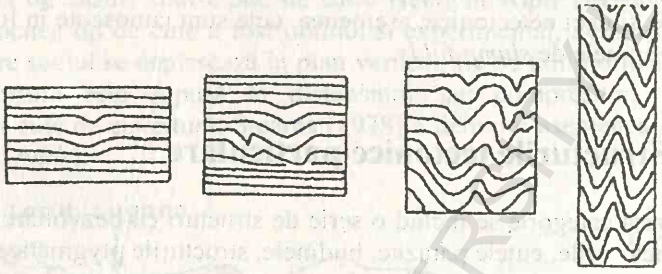


Fig. 227. Schematizarea stadiilor de deformare de la "nucleere" și până la formarea structurilor de benzi frânte - kink bands (după Cobbard, 1976 din Price, Cosgrove, 1991).

9.5.2. Cutele parazite și budinele

Cutele parazite. În complexele stratificate, supuse compresiunilor, alături de cutele majore pot apare și cute minore. Similitudinea dintre vergența axelor cutelor minore și a cutei majore a fost observată pentru prima dată de către Pumpell (1894). Asemenea cute au fost denumite inițial drept *cute de tracțiune* (*drag folds*; Leith, 1923), în prezent apărând sub numele curent de *cute parazite* (*parasitic folds*).

Denumirea de cute de tracțiune a plecat de la convingerea că ele se formează printr-o alunecare a stratului incompetent în lungul planului de stratificație, în timp ce cuta majoră are drept cauză alunecarea cu flexionare; denumirea de cute parazite o datorăm lui Shearman. Mecanismul formării cutelor minore prin alunecare - tracțiune a fost contestat pentru motivul că acestea ar trebui să lipsească în zona axială a cutei majore, unde alunecarea devine 0 de la un maximum în flancurile acesteia. Or, acest lucru nu se întâmplă; în zona axială a cutelor majore, cutele minore sunt prezente având un caracter simetric. Se consideră că obiecțiunea sus - menționată nu anulează existența mecanismului, iar prezența cutelor minore simetrice în axul cutelor majore se pune pe seama unei aplatizări care urmează flexionării produse din momentul în care stress - ul de compresiune face mai mult de 45° cu înclinarea stratului competent (fig. 228).

Ramberg (1964) a demonstrat că în cazul structurilor minore, formate pe seama stratelor competente subțiri, acestea se cutează înaintea formării cutelor majore; pe parcursul formării cutei majore, cutele minore de pe flancuri devin asimetrice, în timp ce, cele din zona axială rămân simetrice (fig. 229); după datele lui Ramberg, caracterul asimetric provine din antrenarea cutelor parazite din flancuri după un cuplu tensional aplicat cutelor originar simetrice.

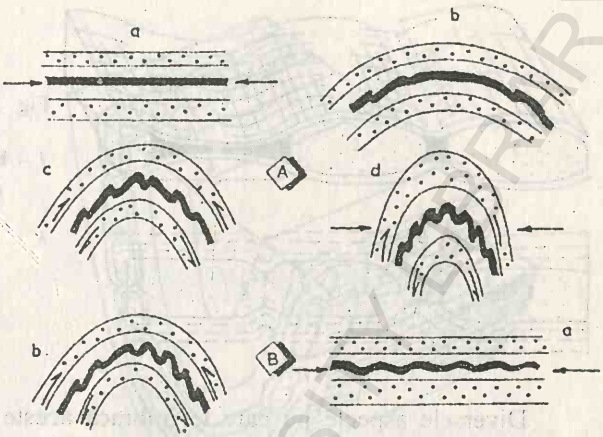


Fig. 228. Reprezentarea schematică a unor mecanisme de formare a cutelor parazite: *A* – cute parazite generate sincron cu cuta majoră prin alunecare (tracțiune), urmată de aplatizare; *B* – generarea cutelor minore în etapa premergătoare formării structurii majore (după Price, Cosgrove, 1991).

Budinele și structurile de îngroșare - subțiere. Sunt structuri care se dezvoltă în condiții speciale, pe seama intercalațiilor de roci dure în suita unor formațiuni plastice. Termenul de budine a fost utilizat pentru prima dată de către Lohest (1909), pentru structuri observate în depozite devoniene metamorfozate din Ardeni; era vorba de gresii fracționate în corpuri, separate de vine de cuarț; budinele fuseseră, de fapt, observate anterior de către Ramsay (1866) și Harker (1889), dar Lohest este cel care folosește pentru prima dată termenul intrat în uz.

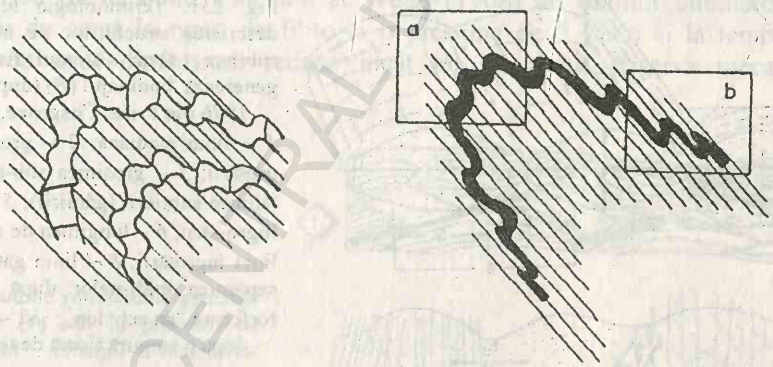


Fig. 229. Cute parazite în strate competente de calcare devoniene - Anglia (din De Sitter, 1969):
a și *b* – schematizare indicând caracterul simetric al cutelor minore în axul cutei majore și asimetric în flancuri.

Ramberg (1955) și Wilson (1961) au atras atenția însă, că de multe ori termenul de budine a fost greșit utilizat pentru că el se referă la corpuri rectangulare detașate și incluse într-o masă de roci plastice. Ele se deosebesc de structurile de îngroșare - subțiere care premerg formarea adevăratelor budine și care în terminologia anglo - saxonă poartă numele de *pinch and swell structure*; terminologia privind structurile de îngroșare subțiere cât și asupra budinelor este redată în figurile 230 și 231.

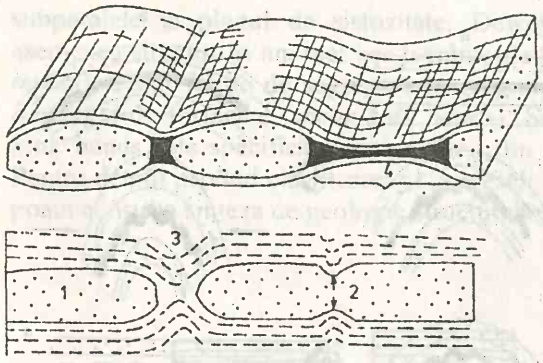


Fig. 230. Elementele budinelor (după James, 1959 și Wilson, 1961): *1* – budine; *2* – gât; *3* – zona de detașare cu cute de cicatrice; *4* – cicatrice.

Diversele aspecte pe care le îmbracă aceste structuri reflectă comportarea rheologică a stratului competent de la una fragilă, care determină apariția unor fracturi de tensiune, până la comportamentul ductil când separarea începe prin gâtuire (*necking*). Geometria budinelor depinde de comportarea rheologică a stratului și de tipul de rupturâ care poate fi de tensiune sau de forfecare; cele mai frecvente sunt *budinele de formă cilindrică*; Wegman (1932) a descris și *budine în formă de tablete de ciocolată* (fig. 232).

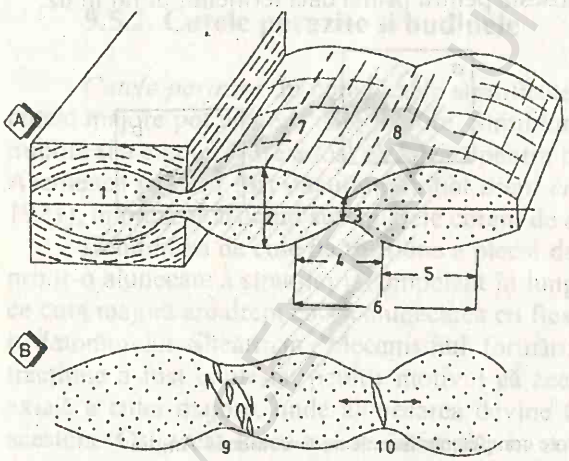


Fig. 231. Terminologia utilizată în descrierea structurilor de îngroșare - subțiere (*A*) și sistemul fisural care generează budinajul (*B*) (după Penge, 1976 din Price, Cosgrove, 1991): *1* – linia mediană; *2* – grosimea îngroșării; *3* – grosimea sub-țierii; *4* – lățimea subțierii (gâtuirii); *5* – lățimea îngro-șării; *6* – lungimea de undă; *7* – linia îngroșării; *8* – linia gâtuirii; *9* – separarea budi-nelor după fisuri de forfecare "en echelon"; *10* – separare după o singură fisură de tensiune.

Pe lângă acestea, sunt consemnate și *budine romboidale* de către Cloos (1947) și Belousov (1952). În aceste cazuri s-au propus mai multe mecanisme; se bănuiește că este vorba de o fracturare a stratelor competente după plane oblice față de stratificație. Unii autori presupun că budinele romboidale pot proveni din cele rectangulare în urma unui proces de rotație; în acest proces, budinele suportă o rotație mai redusă decât a stratului, motiv pentru care ele capătă o dipoziție *en echelon*, devenind de formă romboidală. În fine, există și părerea după care budinele romboidale sunt generate prin clivaj în procesul de cutare. Asemenea budine au fost obținute și experimental de către Ghosh și Ramberg (1976).

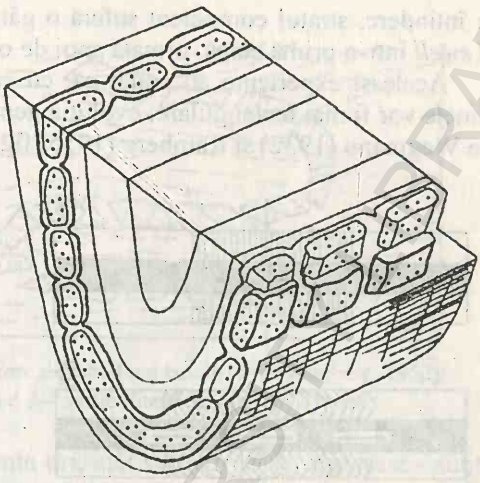


Fig. 232. Reprezentarea schematică a budinelor în "tablete de ciocolată" (după Hobbs *et al.*, 1988).

Reproducerea procesului de budinare în condiții de laborator a fost încercată de către Griggs și Handen care au obținut structuri cilindrice de tip budine sub acțiunea presiunii de confinare; în aceste experimente, nucleul intern al unor dolomite mai puțin ductile decât calcarele în care erau incluse a suferit o fracturare, rezultând corpuri cilindrice aproximativ egale; acestea sunt separate de fracturi de forfecare sau de tensiune. Paterson și Weiss (1968) au obținut budinarea unor intercalații de cuarț în masa de filite la o presiune de 5 kbari și la temperatura camerei; au avut dimensiuni reduse încât nu s-a putut observa mecanismul detașării.

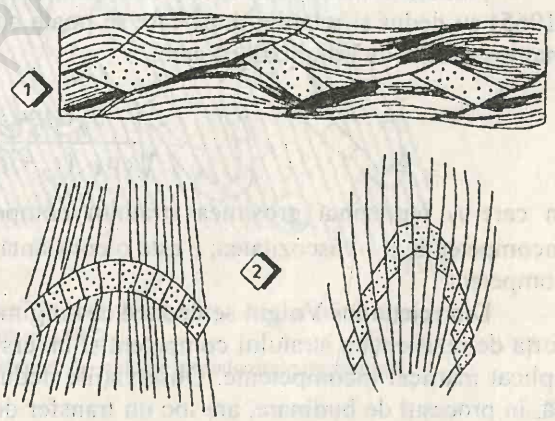


Fig. 233. Budine romboidale generate prin faliere (*1*) sau în procesul de cutare prin clivajul flancurilor stratului incompetent (*2*) (după Price, Cosgrove,1991).

Experimente în condiții analoage formării budinelor și structurilor de îngroșare - subțiere au fost încercate și de către Ramberg (1955) și Woldekidan (1982); s-au utilizat materiale cu proprietăți rheologice care să simuleze intercalațiile competente într-o masă plastică. Rezultatele au arătat că atât budinele cât și structurile de îngroșare - subțiere sunt rezultatul compresiunilor la unghi mare față de stratificație. În timp ce matricea incompetentă suferă o deformare normală

prin întindere, stratul competent suferă o gâtuire determinând *structurile de pinch and swell* într-o primă etapă, urmată apoi de o fracturare care separă budinele.

Aceleași experiențe au arătat că, cu cât competența este mai mare cu atât budinele vor fi mai rectangulare; evoluția genetică a acestui proces a fost schițată de către Wegmann (1932) și Ramberg (1955; fig. 234).

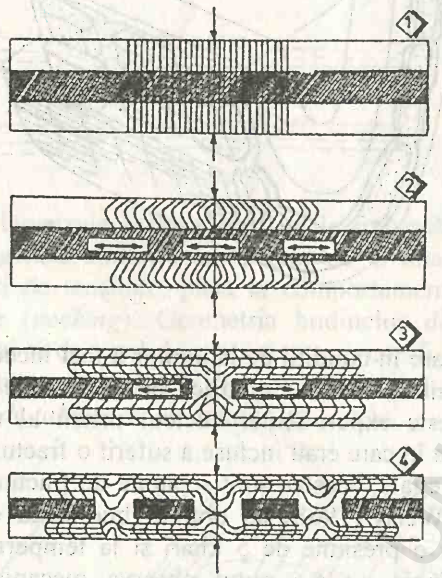


Fig. 234. Succesiunea deformărilor în procesul de budinaj (după Ramberg, din Price, Cosgrove, 1991):
1 – stadiul anterior compresiunii; *2* – stadiul de început al compresiunii; *3* – începutul procesului ruptural al stratului competent; *4* – multiplicarea zonelor rupturale sincron cu deformarea rocii gazdă cu plasticitate ridicată.

Trebuie să mai notăm că din datele experimentale, Ramberg (1954) și Voight (1965) au dedus și relațiile după care se poate calcula lungimea budinelor. Redăm mai jos relația lui Voight, după care:

$$L = \sqrt{\frac{S_L t_1 t_2 t_3}{c\mu e_2 (t_2 + t_3)}}$$

în care t_1 reprezintă grosimea stratului competent; t_2 și t_3 grosimile stratelor incompetente; μ - vâscozitatea; c este o constantă; S_L - forța de rezistență a stratului competent.

Din relația lui Voight se deduce că lungimea budinelor este proporțională cu forța de rezistență a stratului competent și invers proporțională cu rata stress - ului aplicat matricei incompetente. Observațiile deduse din experimente au arătat apoi că, în procesul de budinare, are loc un transfer de stress din matricea incompetentă în stratul competent. Conform teoriei stress - ul de întindere, într-un segment de strat crește de la un minimum la extremități spre un maximum aflat în centrul segmentului. Astfel, budinajul se dezvoltă prin fracturări succesive ale segmentelor în punctele mediane, până ce stratul este redus la segmente corespunzătoare budinelor, toate acestea fiind mai scurte decât o anumită lungime critică. Lungimea critică este aceea pentru care rezistența la rupere prin întindere a stratului este egală sau mai mare decât stress - ul în punctul median.

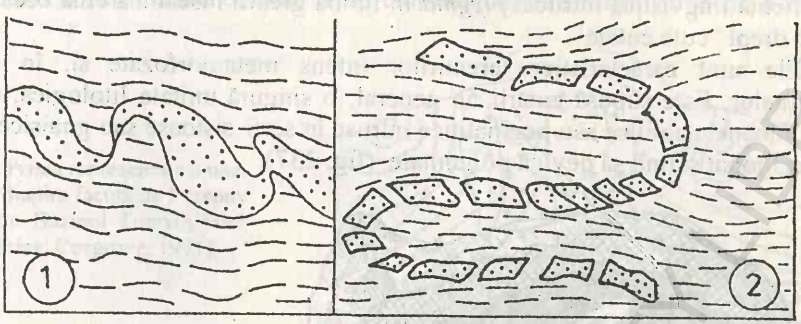


Fig. 235. Structuri de îngroşare - subţiere şi de budinaj cutate (după Ramberg, 1952):
1 – calcare devoniene - Anglia; *2* – amfibolite precambriene - India.

Să notăm, în final că, de frecvente ori, atât structurile de îngroşare - subţiere cât şi budinele pot suporta într-o etapă ulterioară formării procese compresive de cutare în care tensiunile sunt orientate paralel cu stratul (fig. 235); în asemenea cazuri structurile de îngroşare - subţiere capătă aspect de "cârlig de peşte" (*fish - hook folds*), iar budinele îşi păstrează forma lor rectangulară dar capătă tendinţe de încălecare cu aspect de stivuire (fig. 236). De reţinut deci că oricare ar fi forma lor, structurile în cauză sunt rezultatul aplatizării unui strat competent într-o succesiune de strate incompetente în condiţiile în care înclinarea este mare, astfel încât compresiunea se exercită perpendicular sau aproape perpendicular (Mattauer, 1980).

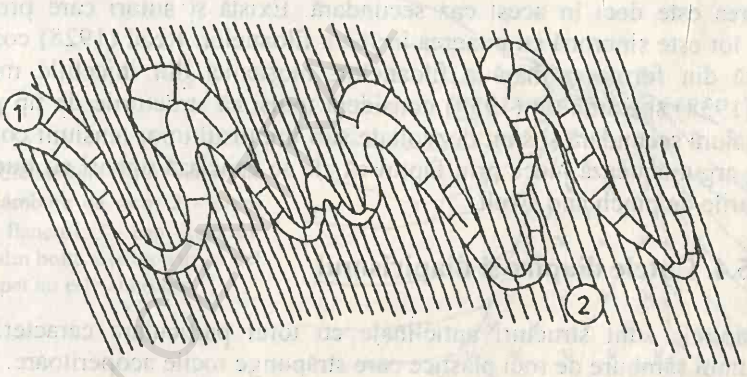


Fig. 236. Cute în "cârlig de peşte" în roci devoniene - Anglia (după Ramsay, Huber, 1987):
1 – calcare crinoidale competente; *2* – calcare cu sistozitate pronunţată.

9.5.3. Structurile ptygmatice

Termenul de structură ptygmatică este aplicat cutelor care în secţiune au o alură meandrată; el a fost introdus pentru prima dată de către Sederholm (1913). Belousov (1978) atrage atenţia că denumirea de cute ptygmatice prezintă o

inadvertență lingvistică întrucât *ptygma* în limba greacă înseamnă cută ceea ce s-ar traduce drept "cute cutate".

Ele sunt caracteristice terenurilor intens metamorfozate și, în special, migmatitelor. Este supusă cutării, în general, o singură unitate litologică, cel mai adesea filoanele aplitice sau pegmatitice intruse în serii șistoase sau gnaisice; cutele au aspect lobat și tind să devină policlinale (fig. 237).

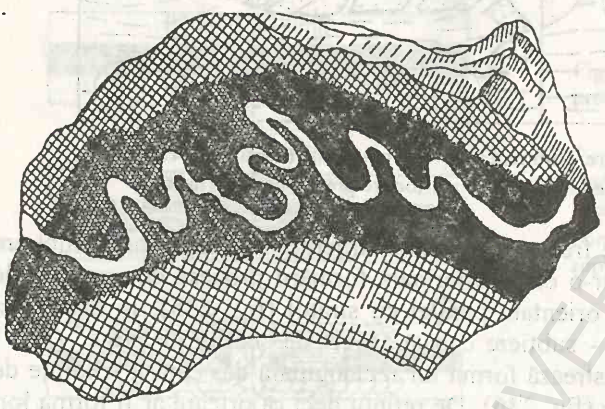


Fig. 237. Structura ptygmatică a unui filon de pegmatit cuarțo - feldspatic dintr-un granit (după Spencer, 1988).

Geneza lor este încă discutabilă; unii autori presupun că acest tip de cutare este un răspuns pasiv al filoanelor la compresiunea rocii gazdă după punerea lor în loc; cutarea este deci în acest caz secundară. Există și autori care presupun că formarea lor este sincronă cu punerea în loc a filoanelor. Read (1928) consideră că ele derivă din forma primară a filoanelor, moștenită din injecțiile magmatice. Kuenen (1938) și Ramberg (1959) consideră totuși că structurile de tip ptygmatic sunt de natură secundară și sunt dezvoltate sub impulsul unor tensiuni compresive; Ramberg argumentează ideea prin faptul că ele se asociază uneori cu budinele sau cu structurile de pinch and swell.

9.5.4. Cutele diapire și diapirismul

Diapirele sunt structuri anticlinale cu totul particulare caracterizate prin prezența unui sâmbure de roci plastice care străpunge rocile acoperitoare. Termenul diapir (gr. *diapeirein* - a străpunge) a fost introdus în literatura geologică de către Mrazec (1907, 1915, 1927) pentru a defini cutele cu nuclee de străpungere salifere.

Fenomenul fusese, de fapt, remarcat încă din secolul trecut de către Posepny (1871) în regiunea Praid din Bazinul Transilvaniei (fig. 238). Contribuții ulterioare la cunoașterea acestui tip de structuri au adus Trusheim (1960), Kosîghin (1962), Braunstein, O'Brien (1968) ș. a.

Elementele diapirelor. Diapirele sunt constituite din patru complexe: complexul din sâmbure, complexul din acoperiș, din flancuri și din pat (fig. 239). Sâmburele reprezintă elementul esențial, fiind constituit din material plastic, sare, gipsuri sau roci argiloase. În procesul de cutare, materialul plastic din sâmbure se îngroașă, luând diverse forme, mai frecvent creste, conuri sau cilindri; el poate

afecta chiar forme bizare cum ar fi de ciupercă, de picătură, formă de *S* etc (fig. 240).

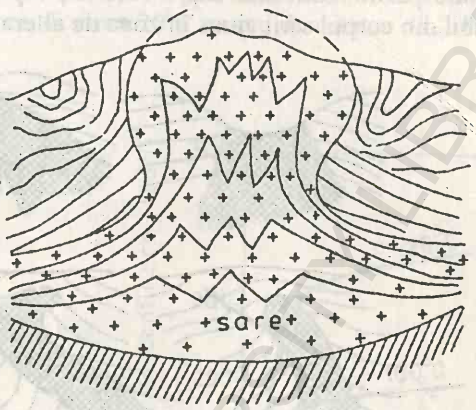


Fig. 238. Prima reprezentare a unei structuri diapire facută de Posepny (1871) din Bazinul Transilvaniei (din Price, Cosgrove, 1991).

Complexul din boltă nu se întâlneşte decât la diapirele la care sâmburele nu a ajuns la zi; prezintă drept caracteristică subţierea statelor pusă pe seama tensiunilor derivate din ascensiunea sării. Fomaţiunile din boltă sunt afectate adesea de o reţea de falii normale. Complexele din flancuri sunt redresate şi se subţiază la contactul cu sâmburele; acest contact de străpungere reprezintă o falie particulară cu contur închis cunoscută sub numele de *falia sării*.

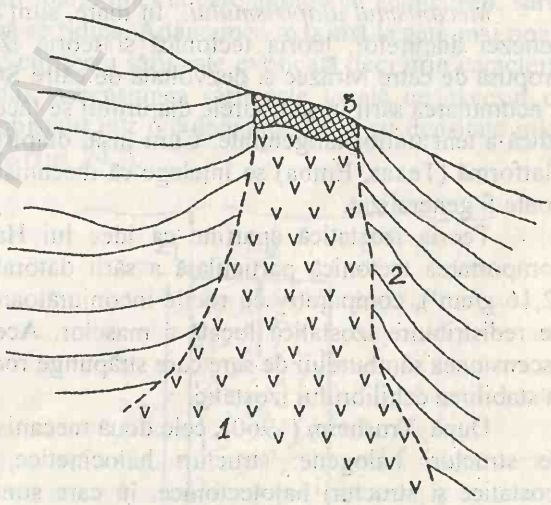


Fig. 239. Elementele unui diapir de sare: *1* – sâmbure de sare; *2* – complexele din flancuri; *3* – cap - rock-ul; complexul din boltă este erodat, iar cel din pat nu este cunoscut.

Complexul din pat este situat la adâncime şi nu poate fi cunoscut decât din foraje sau prospecţiune geofizică, mai ales gravimetrică. În ce priveşte natura nucleului se deosebesc: diapire cu sare, cu gipsuri şi diapire cu sâmbure de roci argiloase. Diapirele cu sâmbure de roci argiloase au fost descrise atât în Caucaz cât şi în flişul Carpaţilor Orientali.

Pălăria diapirelor (cap - rock). În multe regiuni (America, Germania, Rusia) sâmburele de sare suportă la partea superioară un înveliş gros de 20 - 250 m, care

include anhidrit și gipsuri, în amestec cu material carbonatat și argilos. Acesta constituie pălăria sării sau cap - rock-ul; reprezintă o concentrare a materialului insolubil din corpul sării ajuns în zona de alterație hipergenă.

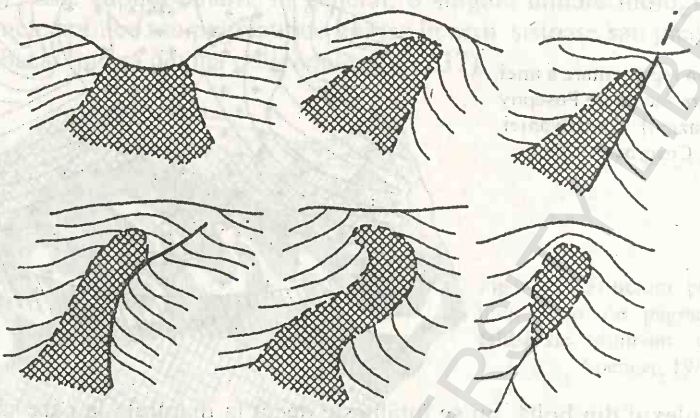


Fig. 240. Diverse tipuri de nuclee ale diapirelor de sare (după Mrazec, 1907).

Materialul carbonatat se pune pe seama reacției dintre sulfatul de calciu și hidrocarburile care însoțesc în mod obișnuit diapirele (Dumitrescu, 1962). Având în vedere geneza cap - rock - ului, se înțelege că grosimea sa depinde de conținutul sării în incluziuni insolubile, cât și de volumul de sare solubilizat.

Mecanismul diapirismului. În mare, sunt acceptate astăzi două teorii asupra genezei diapirelor, teoria tectonică și teoria izostatică. Prima dintre ele a fost propusă de către Mrazec și dezvoltată de către Stille. Conform acesteia, deplasarea și acumularea sării în sâmburele diapirului se face ca urmare a stress - ului tectonic, adică a tensiunilor tangențiale. Cum însă, diapirismul se întâlnește și în zonele de platformă (Texas, Emba) se înțelege că mecanismul propus de teoria tectonică nu poate fi generalizat.

Teoria izostatică aparține ca idee lui Harbort (1910). Ea se bazează pe comportarea tectonică particulară a sării datorată greutății ei specifice mai mici (2,16 g/cm³), comparativ cu rocile înconjurătoare (2,4 g/cm³), de unde și tendința de redistribuire izostatică locală a maselor. Această redistribuire, cu formarea și ascensiunea sâmburelui de sare care străpunge rocile acoperitoare, va continua până la stabilirea echilibrului izostatic.

După Trusheim (1960), cele două mecanisme genetice determină două tipuri de structuri halogene: structuri halocinetice, produse sub impulsul forțelor izostatice și structuri halotectonice, în care sunt implicate tensiunile tangențiale; între cele două tipuri există structuri de tranziție.

La modul general, mecanismul ascensional al sării îl reprezintă presiunea diferențială identificată cu efectul de flotabilitate a sării; curgerea ei are loc numai în situația în care se creează condiții minime de presiune diferențială pentru o anumită grosime și adâncime a sării. Parametrii rheologici care caracterizează comportamentul sării sunt limita de elasticitate la forfecare și vâscozitatea. În raport cu alte roci cei doi parametri ai sării au valori mici și scad sensibil cu adâncimea, datorită creșterii temperaturii. Astfel, de la 300 la 3000 m adâncime, vâscozitatea

scade de 10 ori, iar limita de elasticitate la forfecare de circa 4 ori. La adâncimea de 13 km, unde temperatura este de minimum 300°C, sarea se comportă ca un lichid cu densitate de 1,56 g/cm³, în timp ce, la circa 20°C ea are densitatea de 2,16g/cm³ (fig. 241).

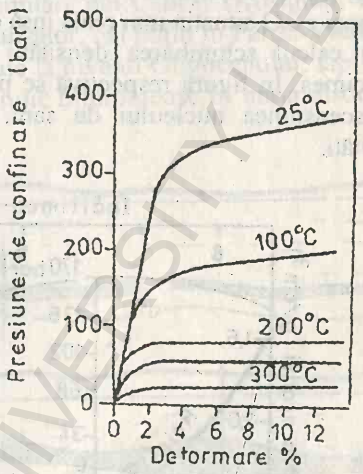


Fig. 241. Influența temperaturii asupra mobilității sării - date experimentale (după Heard, 1972).

Datorită fluidității și densității foarte mici la care ajunge cu adâncimea, sarea nu poate sta în echilibru și începe să se ridice. Adâncimea maximă la care mai poate fi întâlnită sarea este de 8 - 10 km; curgerea sării este explicată deci prin caracterul său dublu, elastic și plastic. Așadar, ascensiunea sării este legată de excesul de presiune care se dezvoltă în mod obișnuit într-o coloană de fluid cu densitate mică intrusă în alta de densitate mai mare (fig. 242).

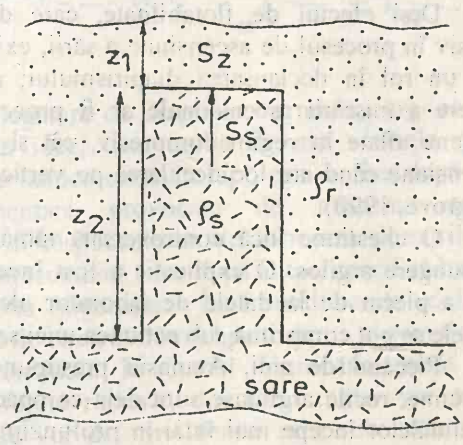


Fig. 242. Model utilizat pentru stabilirea efectului de flotabilitate a sării (după Price, Cosgrove, 1991).

Exprimarea matematică a acestui exces de presiune poate fi redată, plecând de la parametrii din figura 242; din aceasta se deduce că, în situație statică, există tendința ca presiunea ascendentă a coloanei de sare S_s la limita de adâncime z_1 să

depășească sarcina gravitațională descendentă S_z, fapt ce poate fi exprimat prin relația:

$$S_s - S_z = Z_2 g(\rho_r - \rho_s)$$

Ecuația respectivă se bazează pe valorile medii ale densității sării și rocii gazdă, fapt ce determină o creștere liniară a excesului de presiune odată cu creșterea coloanei z_2. O situația mai reală însă este redată în figura 243 în care Gussov (1968) ia în calcul schimbarea densității rocilor, în cazul de față argila, odată cu adâncimea. În figura respectivă se poate observa cum excesul de presiune, impus de ascensiunea nucleului de sare, crește odată cu mărirea contrastului dintre densități.

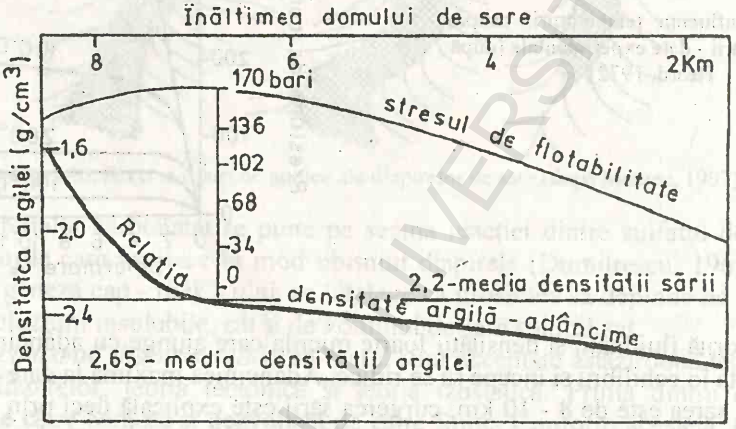


Fig. 243. Relația dintre stress - ul coloanei de sare impus de flotabilitate și schimbarea probabilă a densității rocii gazdă cu adâncimea (după Gussow, 1968).

Deși efectul de flotabilitate, care determină presiunea diferențială, este decisiv în procesul de ascensiune a sării, există autori care consideră că el nu are nici un rol în declanșarea diapirismului; aceștia consideră că mecanismele de inițiere a mișcării ascensionale ar fi procesele de cutare și faliere în regiunile orogene aflate în regim compresiv, cât și faliile gravitaționale din regiunile în distensiune când are loc decalarea pe verticală a stratului "mamă" de sare (Price, Cosgrove, 1990).

O chestiune încă controversată rămâne geneza diapirelor cu sâmbure de străpungere argilos. O explicație a fost încercată de către Atanasiu (1932), autor care a plecat de la datele de laborator ale lui Athy; conform datelor acestuia, argilele se pot comprima sub acțiunea unei sarcini până la 20%.

Plecând de aici, Atanasiu presupune că datorită presiunii litostatice, în adâncime, rocile argiloase sunt deja compactate, încât, în timpul cutării formarea anticlinalelor începe mai întâi în profunzime, transmițându-se la suprafață numai după ce aceleași depozite s-au redus în dimensiune cu 20%. Ca urmare, nucleul anticlinal format în adâncime reușește prin subîmpingere să străpungă bolta anticlinală, conferind cutei un aspect diapir. Ipoteza lui Atanasiu rămâne una dintre multiplele posibilități care, dealtfel, sunt amplu discutate de către Kosîghin.

Menționăm că asemenea structuri cu nucleu argilos sunt citate în flișul Carpaților Orientali. Este vorba de anticlinalele cu caracter diapir Cârnu - Straja din Pânza de Tarcău și Doamna - Horaița din Pânza Vrancei (Băncilă, 1958); caracterul diapir este conferit de prezența în axele acestor aniticlinale a nucleelor faliate și strivite de roci cretacice în facies de Audia. Considerăm că mecanismul genetic, în cazul de față, rezidă însă în sincronismul cutării cu procesul de sedimentare, așa cum susțin geologii ruși și pentru structurile similare din Caucaz (Kosîghin, 1962). Dealtfel, același sincronism este probabil răspunzător, cel puțin în Pânza Vrancei, și de unele procese tectono - sedimentare petrecute la nivelul Oligocenului, fapt trădat de prezența corpurilor olistolitice de marne brune bituminoase în masa disodilelor inferioare (Ionesi, Grasu, 1993).

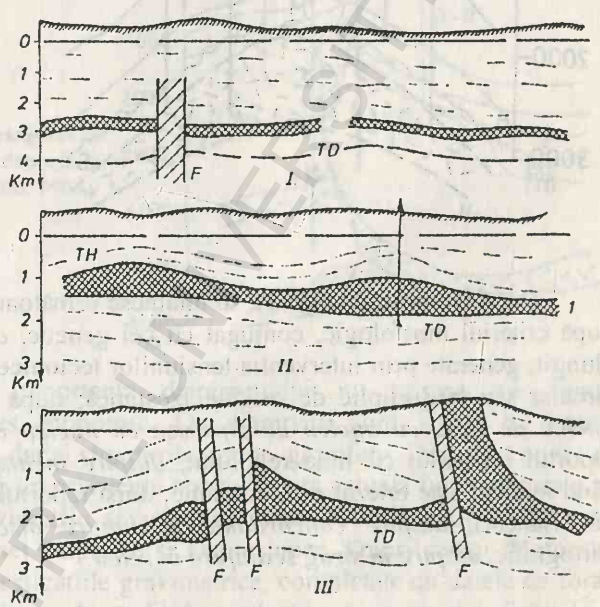


Fig. 244. Diverse stadii de evoluție a diapirismului din Bazinul Transilvaniei, conturate geofizic și prin foraje (din Visarion *et al.*, 1976): *I* – sare stratiformă în poziție primară (Sângeorzu Nou - Archiud); *II* – structuri de domuri diapire (Sâncel - Sânmiclăuș); *III* – cute diapire indicând diapirism accentuat și total (Sărățel - Pintic); *1* – sare; *TH* – tuful de Hădăreni; *TD* – Tuful de Dej.

Este de notat, în fine, că în legătură cu diapirele cu nucleu argilos a fost enunțată în ultimul timp și o altă idee; este vorba de așa - zisele procese argilocinetice, replică la termenul de halocinetică. În fapt, este vorba, după Masse (1977), de deformări sinsedimentare provocate de mișcarea argilelor subcompactate. Această mișcare ar fi răspunzătoare de formarea domurilor și a diapirelor de argile extrusive. Această tectonică este, după autor, specifică bazinelor subsidente pericratonice de tip Delta Nigerului. În frontul acestei delte s-au acumulat argile marine cu o grosime de circa 6000 m; lipsite de un sistem de drenaj ele nu pot expulza fluidele interstițiale în cursul îngropării, încât rămân subcompactate, căpătând presiuni foarte ridicate; din acest motiv vor avea un comportament fluidal - vâscos și se vor deforma foarte ușor sub acțiunea unei diferențe de sarcină create prin acumularea foarte rapidă a unor sedimente din acoperiș, normal compactate. Extrapolând datele, Masse crede chiar că, în procesul halocinetic, cauza o reprezintă mai degrabă caracterul fluidal - vâscos al sării și nu contrastul de densități.

Clasificarea diapirelor. Din geneză, morfologie, natura nucleului sau stadiul de evoluție diapiră rezultă o diversitate de elemente care constituie, în ultimă instanță, criteriile de dezvoltare a acestor structuri. Asemenea clasificări au fost făcute de către Dumitrescu (1962) și Kosîghin (1962).

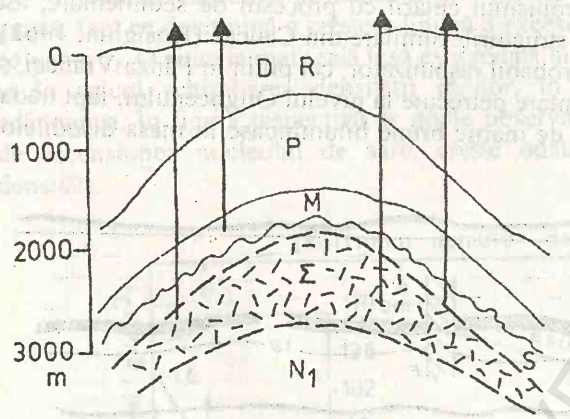


Fig. 245. Structura diapiră incipientă (criptodiapiră) de la Aricești (după Pătruț *et al.*, 1973).

După Dumitrescu (1962), se întâlnesc următoarele tipuri de structuri diapire: după criteriul morfologic, conjugat cu cel genetic, *anticlinale* diapire cu nucleul alungit, generate prin intervenția tensiunilor tectonice și *domuri diapire* cu nucleul circular sau larg eliptic de origine izostatică; după natura nucleului, *diapire cu nucleu de sare, cu nucleu de gips* sau *cu nucleu de străpungere argilos*; după raportul nucleului cu linia reliefului, *diapire închise* (criptodiapire) și *deschise*, când nucleul este retezat prin eroziune; după raportul dintre nucleu și formațiunile din flancuri, *diapire concordante* și *diapire discordante*; după aspectul lor cartografic, *diapire în șirag* și *diapire în releu*.

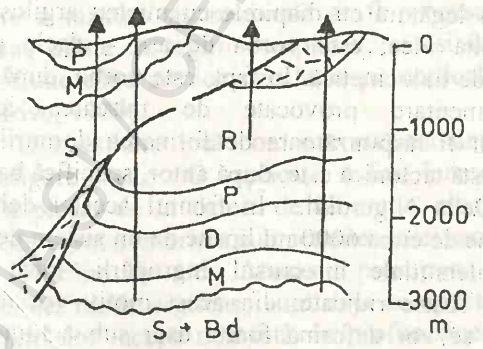


Fig. 246. Structura diapiră revărsată de la Măgurele cu sarea badeniană antrenată în lungul unei falii cu încălecare (după Pătruț *et al.*, 1973).

Desigur, clasificarea de mai sus nu este exhaustivă, multe alte tentative, adăugând noi tipuri de corpuri salifere în conformitate cu complexitatea structurală a diverselor situații regionale.

În acest sens, este de amintit clasificarea diapirelor din România (Gavăt, 1962; Pătruț *et al.*, 1973; Stoica, Gherasie, 1981 ș. a.). Într-o clasificare mai generală structurile halogene au fost separate în structuri de tip strat (Bibești - Bulbuceni), pernă (Bucșani; Ocnele Mari), stâlpi diapiri (Sările - Bisoca; Ocna Mureș), lame diapire (Rușavăț - V. Buzăului) și lame de rabotaj (Ocnița).

În molasa dintre Valea Buzăului și Dâmbovița, constituind zona clasică a cutelor diapire s-au distins: un aliniament nordic al cutelor falii, unul central cu cute diapire exagerate și un aliniament sudic sau extern cu diapire atenuate și criptodiapire (fig. 245 - 247).

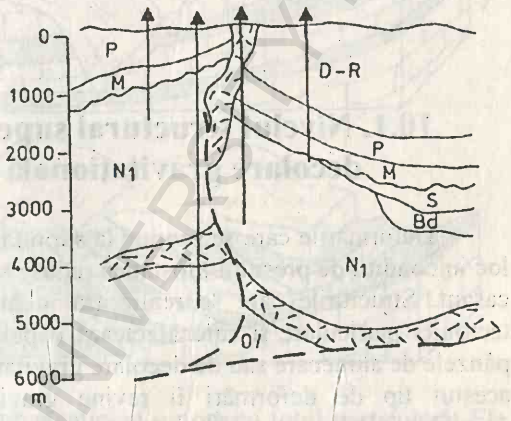


Fig. 247. Structura diapiră de tip exagerat de la Moreni, străpungând atât depozitele miocene cât și pliocene după Olteanu, 1966).

Trebuie să relevăm importanța diapirismului nu numai sub raport fenomenologic, dar mai ales economic. De diapirism sunt legate nu numai diversele zăcăminte de săruri, dar și structurile petro - gazeifere. Din acest punct de vedere, România se bucură de un privilegiu aparte, la ora actuală fiind conturate pe teritoriul său, geofizic (gravimetric și seismic) circa 200 de masive de sare, localizate în Miocenul molasei carpatice și Depresiunea Transilvaniei (Botezatu, 1982). În ultima regiune, investigațiile gravimetrice, completate cu datele de foraj, au reușit să contureze chiar diversele stadii de evoluție a fenomenului diapir (fig. 244), așa cum a fost surprins el și în alte regiuni sau realizat pe cale experimentală de către Netleton și Ramberg.

Dacă ne referim la experiențele lui Netleton și Ramberg trebuie spus însă, că ele aparțin etapei în care reconstituirea diapirismului la scara laboratorului a avut în vedere utilizarea în exclusivitate a fluidelor cu diferențe de densitate (*fluid era* în concepția lui Jackson, 1995).

În ultimul deceniu, experiențele geologilor petroliști, prin utilizarea unor materiale care simulează discrepanța dintre fluiditatea sării și competența rocilor gazdă (parafină, silicon, nisip; *brittle era* în ideea aceluiași autor), au indicat adevărata complexitate structurală pe care o introduce prezența acesteia într-un regim distensional sau compresional. S-a dovedit astfel, că sarea în regim compresional controlează planele de decolare sau generează structuri de *tip pop - up* și *fish - tail*. Dealtfel, întreaga problematică pe care o ridică la ora actuală tectonica saliferă, cu mult mai complexă decât simplul diapirism, este sintetizată de către Jackson, Roberts și Snelson (1995).

10. ANALIZA DEFORMĂRILOR PE NIVELE STRUCTURALE

10.1. Nivelul structural superior: pânzele de decolare gravitațională

Deformările care se produc la suprafața scoarței sau la profunzime ușoară au loc în condiții de presiuni litostatice reduse sau nule, rocile având un comportament casant. Structurile care se realizează în atare condiții reprezintă rezultatul unei tectonici particulare și care afectează o peliculă redusă a scoarței. Este vorba de pânzele de alunecare sau de decolare gravitațională. Rolul primordial în declanșarea acestui tip de deformări îi revine gravitației. Ideea tectonicii de alunecare gravitațională a preocupat pe foarte mulți autori, printre care Bertrand, Gignoux, Schneegans, Lugeon, Migliorini, Beneo, Flores etc; controversată multă vreme ea este astăzi unanim acceptată.

Caracteristicile structurilor superficiale. Deformările superficiale se pot produce atât în mediul subaerian cât și subacvatic. În mediul subaerian se pot forma falii care se instalează pe sisteme de fisuri, pe crevasele preexistente sau pe planele de discontinuitate litologică, în condiții speciale de morfologie și climă. În condiții speciale de relief, de climă, mai ales umedă, sau de litologie, pot lua naștere alunecări de la pachete reduse de roci și până la adevărate pânze de șariaj numite *șariaje epiglyptice*.

Alunecarea gravitațională, deci planul de contact anormal, poate fi dovedită de antrenarea pe acesta din urmă a unor grohotisuri, a unor aluviuni sau soluri vechi. În baza pânzei mai pot fi întâlniți pinteni rabotați în timpul deplasării, cât și reliefuri detașate și antrenate sub formă de lambouri de împingere.

Un exemplu tipic de alunecare gravitațională subaeriană este cazul de la Vajont din Alpii Italieni, petrecut în anul 1963 (Selli, Trevisan, 1964). Această alunecare a determinat dispariția lacului de acumulare de la Vajont și a făcut inutilizabil unul dintre cele mai înalte baraje din lume (257, 7 m); masa antrenată a atins un volum de roci de aproape 300 milioane m^3, pe un traseu de circa 2 km; frontul alunecării a avut un maxim de înălțime de 330 m cu o medie de 157 m.

Factorii care au concurat la declanșarea fenomenului au fost, după cât se poate deduce, de natură morfologică, structurală și litologică (fig. 248); este vorba de o diferență de nivel apreciabilă, dispoziția monoclinală a stratelor în sensul pantei topografice și existența în masa calcaroasă rigidă a două nivele de roci

plastice care au constituit zone de minimă rezistență și pe care s-au instalat planele de glisare; de remarcat formarea a numeroase falii inverse, având drept punct de plecare forfecările facilitate de cele două nivele de roci marno - argiloase plastice, unul la nivelul Malmului, iar celălalt în stiva depozitelor cretacic superioare.

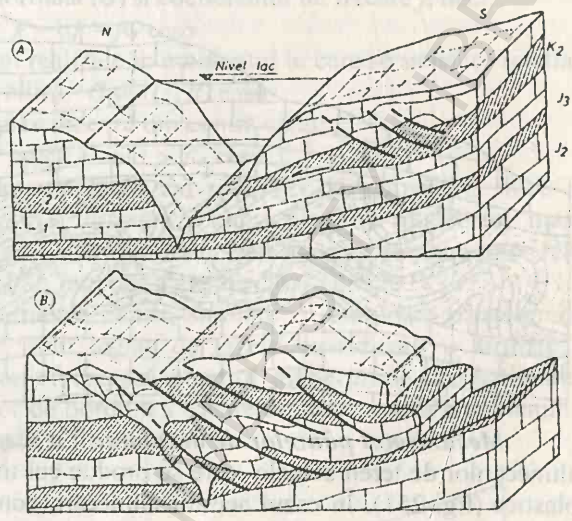


Fig. 248. Alunecarea subaeriană de la Vajont (din Selli, Trevisan, 1964):
A – situație inițială; *B* – situație după declanșarea alunecării; *1* – calcare masive cu rol de substrat rigid; *2* – marno - argile constituind suprafețe de minimă rezistență pe care s-au realizat planele de alunecare.

Deformările produse în mediul subacvatic au o notă cu totul particulară. Ele antrenează sedimentele hidroplastice ce se deformează ușor chiar și la solicitări reduse. Trăsăturile acestui tip de deformări apar cu pregnanță în cazul alunecărilor submarine, adică sinsedimentare, cunoscute sub numele de *subsolifluxiuni* (Heim, 1908) sau *slumping* (Fairbridge, 1946).

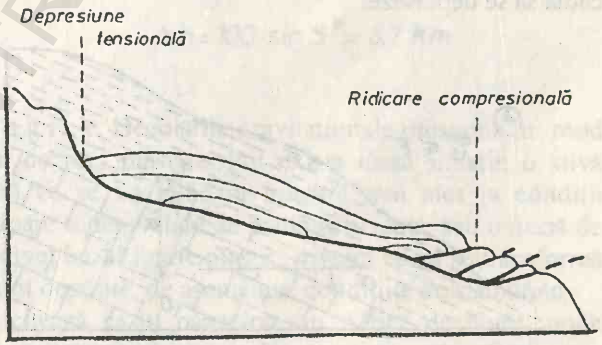


Fig. 249. Schema unei alunecări de tip slumping (după Lewis din Reineck, Singh, 1975).

Procesele de slumping (engl. *slump* - alunecare) sunt comune zonelor de taluz continental; Lewis (1971) a descris asemenea alunecări în regiunea Noii Zeelande, produse chiar la pante de 1 - 4°. Același autor a oferit chiar și o schemă a acestui tip de alunecare (fig. 249). După observațiile a numeroși autori, în procesul de slumping în masa alunecată se produc compresiuni în partea frontală, în timp ce, în zona de desprindere predomină distensiunile. Compresiunile cauzează falieri dar mai ales cutarea formațiunilor plastice (*slump - folds*; fig. 250). Dimensional, masa

dezlipită și alunecată poate ajunge la 500 m grosime, lățimea de până la 20 km, deplasarea atingând între 4 - 50 km (Reineck, Singh, 1975). Pachetele contorsionate din succesiunea Formațiunii de Sinaia din flișul Carpaților Orientali trebuie privite drept rezultatul unor fenomene de slumping (Patrulius, 1969).

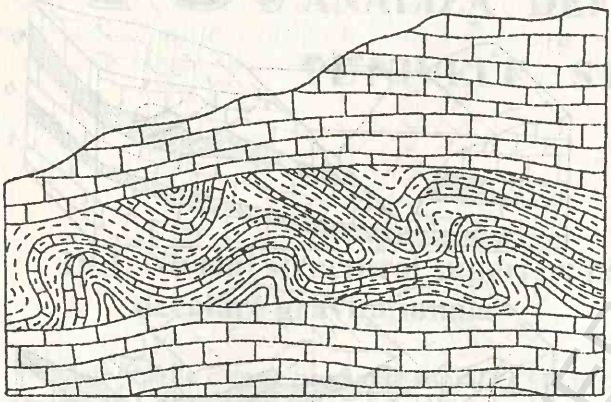


Fig. 250. Alunecare gravitațională intra - formațională (slumping) fosilă în depozitele cretacice din Gargano (Italia) (desen după o fotografie din Mattauer, 1980).

Mecanismul pânzelor de decolare. La scară redusă, fenomenul este similar alunecărilor de teren actuale care se produc cel mai adesea în depozitele argiloase plastice (fig. 251). În cazul acestor alunecări, condițiile de stabilitate se aseamănă cu condițiile de echilibru ale unui corp dispus pe un plan înclinat.

Dacă se consideră un pachet de strate argiloase, suprapus pe un nivel de roci calcaroase competente, primul, de greutate G (G, însemnând produsul dintre volumul de roci și greutatea lor volumetrică), tinde să alunece. Greutatea G, se descompune într-o forță σ (normală pe planul de alunecare), care tinde să mențină rocile în echilibru și o forță τ (tangențială), de forfecare, sub acțiunea căreia ele caută să se deplaseze.

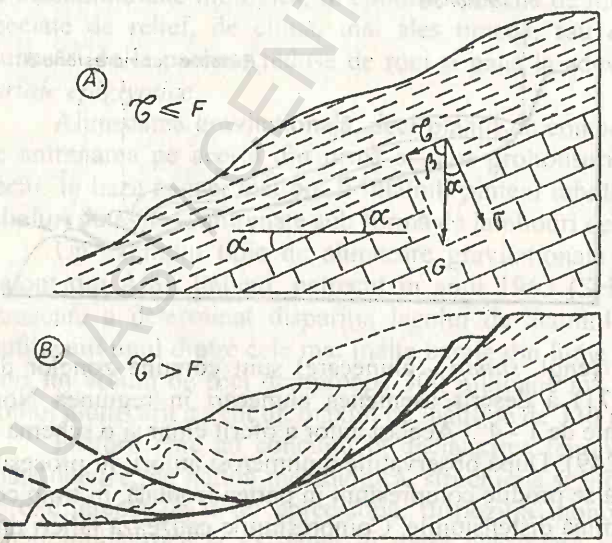


Fig. 251. Condițiile de realizare a unei alunecări de teren, comparabile mecanismului de declanșare a pânzelor de decolare: *A* – condiții de stabilitate; *B* – condiții de instabilitate; α – înclinarea planului de alunecare în cazul particular când corespunde înclinării stratelor.

Valorile celor două componente sunt :

$$\sigma = G \cos\alpha$$

$$\tau = G \sin\alpha$$

Alunecării, i se opune însă frecarea, exprimată printr-o forță F proporțională cu produsul dintre componenta normală (σ) și coeficientul de frecare f, deci:

$$F = \sigma f = fG \cos\alpha$$

Condițiile de stabilitate sunt realizate în momentul în care se satisface relația:

$$\tau \leq F; \text{ adică, } G \sin\alpha \leq fG \cos\alpha$$

Deplasarea masei de roci se realizează din contră când:

$$\tau > F; \text{ adică } G \sin\alpha > fG \cos\alpha$$

Creșterea sarcinii prin supraumectare sau solicitări de altă natură duce la realizarea condițiilor de forfecare și formare a unui plan de alunecare; masa argiloasă alunecată va fi afectată de plane rupturale, care în spate au alura unor falii normale, iar în frontul alunecării falii inverse, acociate chiar cu cute.

Este unanim admis că asemenea pânze, similare ca amploare pânzelor de șariaj născute prin compresiune, sunt legate de fazele de ridicare și formare a catenelor, când contrastele de relief creează condiții alunecărilor gravitaționale. Dezvoltarea lor este tipică zonelor de bordură a catenelor; declanșarea fenomenului este în raport de condițiile litologice și de pantă.

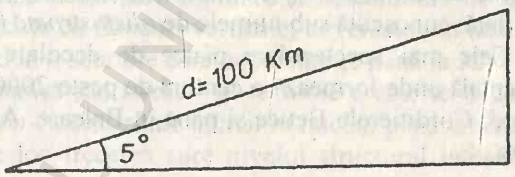


Fig. 252. Calculul denivelărilor de relief care au declanșat pânzele de decolare din Africa de Nord (după datele furnizate de Mattauer, 1980).

$$\sin 5^\circ = \frac{\Delta h}{d} \qquad \Delta h = d \cdot \sin 5^\circ$$

$$\Delta h = 100 \cdot \sin 5^\circ = 8{,}7 \text{ Km}$$

C o n d i ț i i l e l i t o l o g i c e. Decolările gravitaționale presupun în mod obligatoriu prezența unor stive de roci plastice. Pot exista două situații: o stivă plastică marnoasă sau argiloasă ce se va pune în mișcare mai ales în condiții submarine, în momentul când apare o denivelare de pantă suficientă, sau o masă de roci competente care stă pe un nivel bazal foarte plastic; nivelul bazal se transformă într-un plan de decolare când sunt depășite, de asemenea, condițiile de stabilitate.

Din prima categorie se citează cazul pânzelor din Africa de Nord, unde denivelările au pus în mișcare seria groasă preponderent marnoasă a Cretacic - Miocenului, iar din cea de a doua sunt pânzele din Europa de Vest unde Terțiarul constituit din serii competente s-a desprins și a alunecat pe nivelul bazal al Trasicului plastic, argilo - gipsifer.

C o n d i ț i i l e de p a n t ă. Unghiul minim de pantă necesar declanșării alunecărilor gravitaționale depinde, în mod firesc, de starea fizică în care se găsesc rocile afectate. În condițiile alunecărilor submarine, în care sedimentele nediagenizate sunt hidroplastice, alunecarea se poate declanșa chiar și la o pantă de

1°. Pentru depozitele normale se consideră necesară o pantă mai mare, în jur de minimum 3 - 4°.

În afară de pantă, un rol în asemenea tip de alunecări îl au și reliefurile, care reprezintă un indiciu al valorii denivelărilor; în mod frecvent aceste reliefuri nu se conservă însă, ceea ce face imposibilă o apreciere a rolului lor în decolare. De multe ori însă, ele pot fi calculate indirect; așa spre exemplu, pentru pânzele din Africa de Nord, cu o amploare de circa 100 km și cu o înclinare a planului de șariaj de 5° s-a ajuns, prin calcul, la o valoare a denivelărilor de peste 8 km (!)(fig. 252).

În ce privește raportul dintre dimensiunea masei decolate și panta planului de șariaj, după cum a arătat Goguel, cu cât masa alunecată este mai mare cu atât panta poate fi mai mică.

De obicei, în avansarea unei asemenea pânze, au loc deformări și fracturări; din fruntea ei se rup fragmente de formă lenticulară care, în condiții de alunecare submarină, pot fi interstratificate cu sedimente contemporane punerii ei în loc. Se realizează, în acest fel, o trecere continuă de la pachete și blocuri izolate la masa propriu - zisă a pânzei; pachetele și blocurile prinse în masa depozitelor plastice pe care a glisat pânza poartă numele de *olistolite* (gr. *olisteino* - a luneca), *klippe sedimentare* sau *blocuri exotice*. Când frecvența deplasării și transportul acestor olistolite este mare, încât ele nu pot fi acoperite prin sedimentarea contemporană decolării, se realizează o aglomerare de olistolite, constituind o pânză de decolare particulară, cunoscută sub numele de *olistostromă* (Flores, 1955).

Cele mai spectaculare pânze de decolare sunt cunoscute în Mediterana Occidentală unde formează o centură de peste 2000 km din Apenini, Sicilia, Africa de Nord, Cordilierele Betice și până în Baleare. Amploarea lor atinge curent 50 - 100 km.

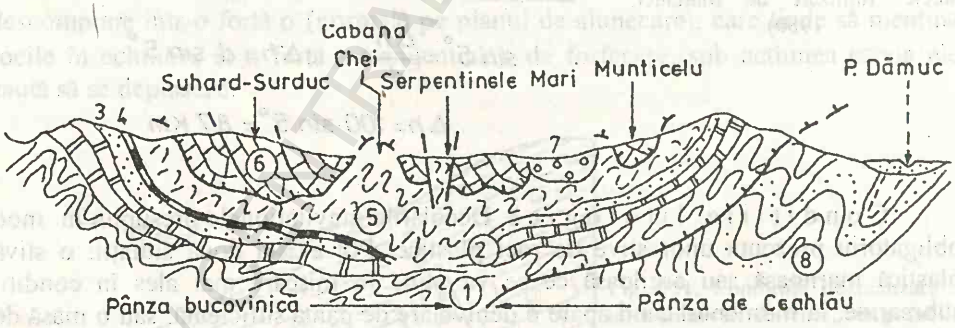


Fig. 253. Secțiune geologică prin pânza de decolare a Hăghimașului în profilul Văii Bicazului: *Pânza Bucovinică*; *1* – cristalin (Ptz); *2* – dolomite și calcare (Triasic); *3* – Liasic + Dogger; *4* – jaspuri (Callovian - Oxfordian); *5* – wildflysch (Barremian - Albian); *Pânza de Hăghimaș* cu calcare neojurasic - urgoniene (*6*); *7* – Conglomeratele de Bârnadu, posttectonice (Cenomanian); *Pânza de Ceahlău*; *8* – Formațiunea de Sinaia.

Un exemplu de pânză de decolare se consideră a fi și pânza Hăghimașului din Carpații Orientali (fig. 253). Caracterul de pânză este subliniat de suprapunerea anormală a stivei calcaroase jurasic - urgoniene peste formațiunea de wildflysch, barremian - albiană, aparținând autohtonului bucovinic. Masa calcaroasă competentă a glisat pe substratul de wildflysch plastic, care se acumula în șanțul

bucovinic denivelat puternic față de relieful ridicat din zonele intern carpatice, corespunzătoare domeniului de sedimentare transilvan (tethysian). Cartografic, ea are toate elementele unei pânze de decolare printre care conturul de eroziune închis, fiind complet dezrădăcinată, petice de acoperire (Munticelu) create prin dezmembrarea corpului principal și chiar ferestre tectonice (Cabana Chei, Gropile). Decolarea pânzei de Hăghimaș s-a făcut de la vest spre est în tectogeneza austrică; asocierea suitei sedimentare cu ofiolite arată că la origine este o pânză de obducție, considerându-se că, numai spre finele șariajului, ea ar fi suportat un proces de decolare gravitațională pasivă. Dealtfel, în ultimul timp există opinii (Balintoni, 1996) după care viziunea asupra pânzei Hăghimașului ar trebui întrucâtva amendată, în sensul că, ar exista argumente care ar proba însăși alohtonia wildflyschului.

10.2. Nivelul structural mediu

Este domeniul cutelor concentrice generate prin flexionare și alunecare. Condițiile dezvoltării nivelului structural mediu sunt întâlnite în catenele cu scurtare compresională ușoară și în bordurile tuturor lanțurilor de orogen cu scurtare apreciabilă. Se pot realiza deformări continue și discontinue de diferite grade, de la cute doar schițate la cute cu flancuri verticale, deversate sau răsturnate, accidentate de falii, corespunzând la o scurtare care poate merge până la 50%.

Pe măsură ce sarcina litostatică sau stress - ul tectonic crește, se trece de la cute concentrice la cute *en chevron* cu șistozitate numai în nucleu până la șistozitate generalizată, în așa fel încât are loc trecerea spre nivelul structural inferior (fig. 254).

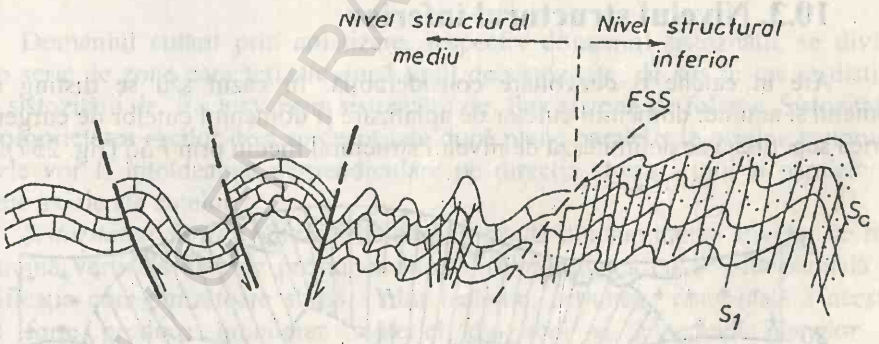


Fig. 254. Variația gradului de deformare în cadrul nivelului structural mediu, în raport de adâncime sau de intensitatea tensiunilor tectonice (din Mattauer, 1980):
S_0 – stratificație primară; S_1 – sistozitate; *FSS* – frontul superior de sistozitate.

Structuri tipice acestui nivel se întâlnesc în Munții Jura; aici nivelul argilo - salifer al Triasicului, de natură plastică, a determinat generarea unor cute concentrice, dar și un sistem de decolări, uneori de valoare apreciabilă (fig. 255); asemenea stil de cutare este cunoscut sub numele de *stil jurasian* (Thurmann, 1853). Identice stilului jurasian se consideră în țara noastră structurile care afectează

sedimentarul getic din zona Reșița - Moldova Nouă cu cute concentrice liniștite, dezvoltate pe distanțe considerabile, și afectate de falii direcționale (fig. 256).

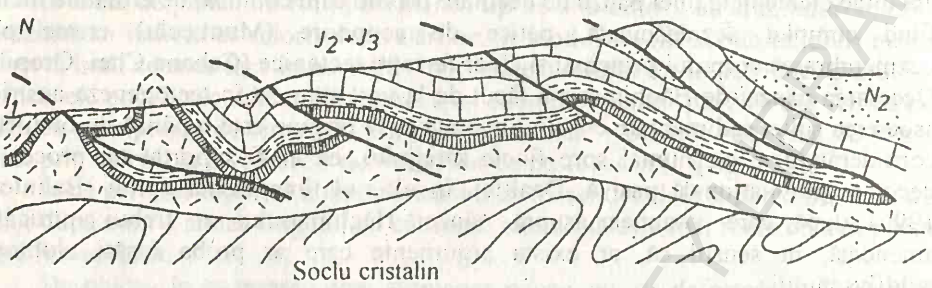


Fig. 255. Secțiune prin sistemul de cute paralele ale nivelului structural mediu din Munții Jura (după Heim, Dubar, din De Sitter, 1969):
T – nivelul argilo - salifer, incompetent al Triasicului.

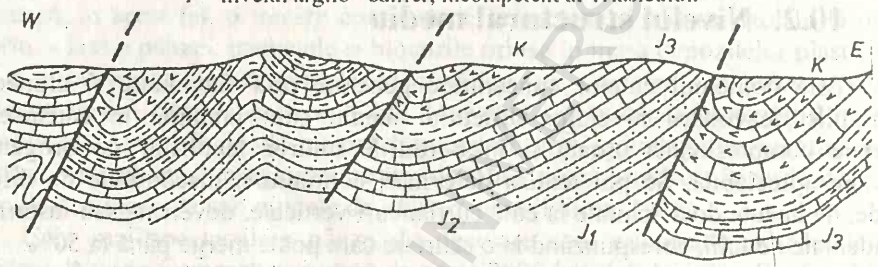


Fig. 256. Stil de cutare jurasian specific nivelului structural mediu, în sedimentarul getic din sinclinorium - ul Reșița - Moldova Nouă (după harta geologică 1:200000, IGG)

10.3. Nivelul structural inferior

Are în catene o dezvoltare considerabilă. În cazul său se disting două domenii și anume: domeniul cutelor de aplatizare și domeniul cutelor de curgere; la partea superioară se delimitează de nivelul structural mediu prin *FSS* (fig. 257).

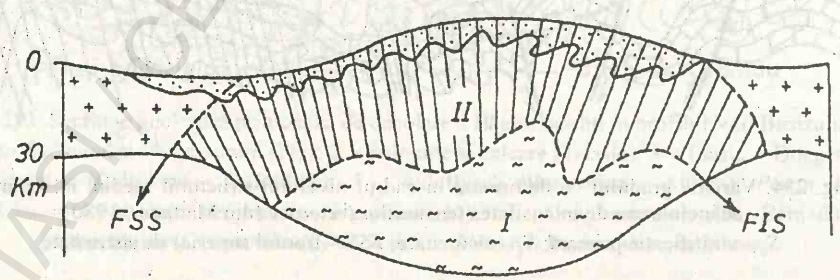


Fig. 257. Secțiune generală teoretică printr-o catenă, indicând limitele dintre cele două domenii ale nivelului structural inferior (din Mattauer, 1980):
I – domeniul cutelor de curgere; *II* – domeniul cutelor de aplatizare; *FSS* – frontul superior de sistozitate; *FIS* – frontul inferior de sistozitate.

BCU IAȘI CENTRAL JOURNAL LIBRARY

Nivelul structural inferior constituie, după cum vom vedea, domeniul în care se realizează structuri și microstructuri specifice. Din ultima categorie consemnăm clivajul, șistozitatea și foliația, microstrucuri asupra cărora trebuie să facem însă câteva precizări.

Deși se referă în exclusivitate la caracteristicile planare ale rocilor, cei trei termeni sunt utilizați în mod inegal de către diverși autori, cu toate încercările de punere la punct a problemei (Spencer, 1988; Mattauer, 1980; Price, Cosgrove, 1991; Belousov, 1978; Gurău, 1982; Pauliuc, Dinu, 1975; Hobbs *et al.*, 1988).

Pentru unii autori, proprietatea generală a rocilor de a se desprinde preferențial în lungul unor plane mai mult sau mai puțin paralele este denumită *foliație* și ea ar fi primară, rezultată din procesele de geneză, sau secundară, intervenită sub acțiunea unor cauze tectonice. Pentru alții, cei trei termeni ar desemna numai caracteristicile planare secundare rezultate din procesele de deformare și metamorfism, fiecare din ele fiind microstructuri distincte. Cât privește tendința ca foliația să fie utilizată ca termen general, fără sens genetic, și care să acopere toate cele trei structuri ar fi de făcut câteva observații. Astfel, după informațiile lui Price și Cosgrove (1991), termenul de foliație a fost introdus de către Darwin (1846), iar din definiția dată de autor reiese că la origine el se referă la o structură în benzi minerale. Ca urmare, plecându-se de la accepțiunea primară a termenului, autorii conchid, și pe bună dreptate, că "o rocă cu foliație nu-i necesar să fie șistoasă, după cum o rocă șistoasă nu-i neapărat și foliată". Așadar, dincolo de lungile dispute apare posibil ca foliația să fie distinctă de clivaj și șistozitate. În ce ne privește, ni se pare logic punctul de vedere însușit de către Mattauer (1980) după care șistozitatea este echivalentă termenului de clivaj, iar foliația este privită ca o șistozitate cristalofiliană rezultată în urma proceselor avansate de metamorfism.

10.3.1. Cutele domeniului de aplatizare

Domeniul cutării prin aplatizare, respectiv domeniul șistozității, se divide într-o serie de zone caracterizate după tipul de șistozitate; de sus în jos se disting zona șistozității de fractură; zona șistozității de flux și zona de foliație. Șistozitatea este proprietatea rocilor de a se desprinde după plane paralele de origine tectonică; planele vor fi întotdeauna perpendiculare pe direcția stress - ului și paralele cu planele axiale ale cutelor.

Șistozitatea de flux (clivajul de stress) rezultă din supunerea stivelor de roci la sarcina verticală dată de presiunea litostatică, conjugată cu o forță paralelă cu stratificația corespunzătoare stress - ului tectonic; acțiunea combinată a acestor două forțe produce întinderea materiei din roci și generarea planelor de discontinuitate; dacă efortul vertical devine considerabil, cazul zonelor profunde, rezultanta acestor forțe se apropie de verticală, șistozitatea făcând un unghi din ce în ce mai mic cu stratificația (fig. 258).

Șistozitatea de fractură este dată de o multitudine de microfalii ale căror distanțe și sărituri sunt de ordinul milimetrilor și centimetrilor; la originea ei stau mecanisme conjugate de flexionare, aplatizare și forfecare (fig. 259); la trecerea de la roci dure la roci plastice șistozitatea își schimbă orientarea, producându-se așa - zisa refracție.

Șistozitatea cristalofiliană sau foliația este dată de fenomenele puternice de

metamorfism în care se produce o orientare a mineralelor micacee.

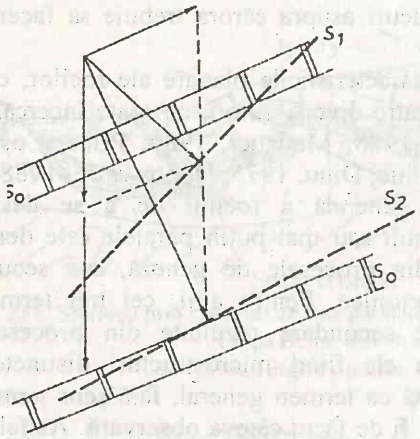


Fig. 258. Dispoziția tensiunilor în dezvoltarea șistozității de flux (din Fourmarier, 1950):
S_1, S_2 – sistozitate; S_0 – stratificație primară.

După stilul de cutare a catenelor se pot distinge, pentru zonele evoluate în condițiile nivelului structural inferior, șistozitatea redresată adică subverticală, în evantai, înclinată și suborizontală (fig. 260).

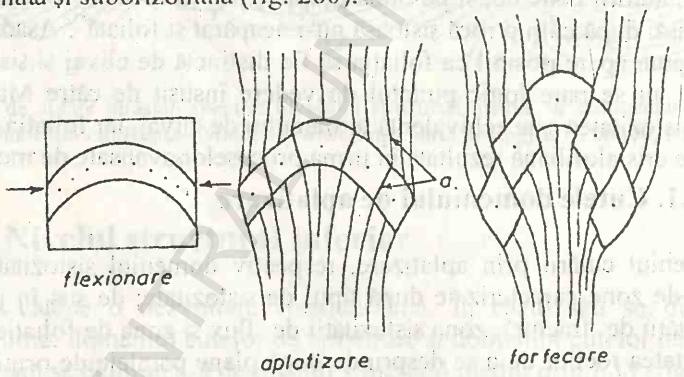


Fig. 259. Șistozitatea de fractură și mecanismul său genetic (din Mattauer, 1980):
a – refracția sistozității de fractură.

În cazul șistozității înclinate și suborizontale, stress - ul cu scurtare pare să se fi exercitat într-un plan aproape vertical sau vertical, ceea ce este, în mod logic, aberant întrucât compresiunile se produc tangențial; șistozitatea, fiind întotdeauna perpendiculară pe direcția stress - ului, înseamnă că poziția ei înclinată sau suborizontală reprezintă dovada poziției deversate sau culcate a structurilor majore cutate. Pentru separarea fazelor tectonice de compresiune din nivelul structural inferior, singurele criterii rămân determinările de vârstă absolută și mijloacele microtectonicii; microtectonica constituie singurul criteriu de determinare a orientării planelor axiale ale cutelor, dar și unicul mijloc de a se face precizări de ordin stratigrafic, adică de a cunoaște polaritatea stratelor în cazul metamorfitelor.

În cazul intervenției unei singure faze tectonice sunt suficiente analiza

raportului șistozitate primară S_1 - stratificație S_0, cât și a alurii microcutelor; în cazul cutelor deversate, în flancul normal, șistozitatea prezintă o cădere mai mare decât stratificația, situație opusă în flancul invers (fig. 261); precizând flancul normal și invers, putem determina tipul de cută, anticlinală sau sinclinală, ordinea stratigrafică a depozitelor primare, precum și sensul de deversare (fig. 262).

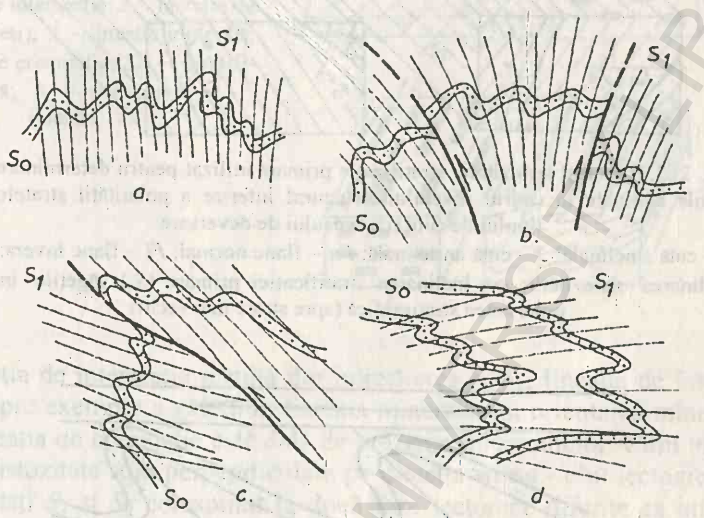


Fig. 260. Categorii de șistozitate indicând stilul de cutare a catenelor (din Mattauer, 1980):
a – verticală; *b* – în evantai; *c* – înclinată; *d* – suborizontală.

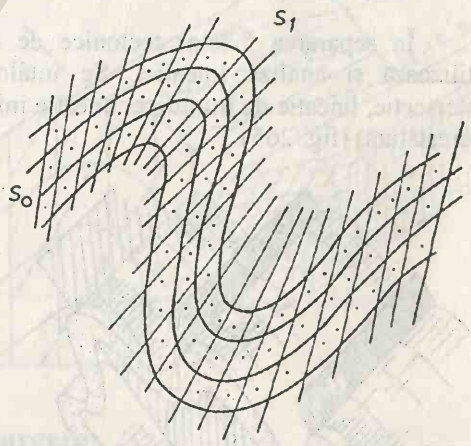


Fig. 261. Raporturile dintre șistozitate și stratificație în cazul flancurilor normale și inverse ale cutelor (din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975):
S_0 – stratificație primară; S_1 – șistozitate.

Raportul S_0/S_1 poate fi înlocuit prin utilizarea microcutelor; acestea sunt cute de antrenare al căror plan axial este înclinat cu 45° față de stratificație, având fiecare un flanc lung și unul scurt; sensul de deversare este întotdeauna dinspre flancul lung spre cel scurt (fig. 263). În cazul cutelor majore deversate în flancurile normale, microcutele vor fi ascendente, pe când în flancurile inverse descendente (fig. 264).

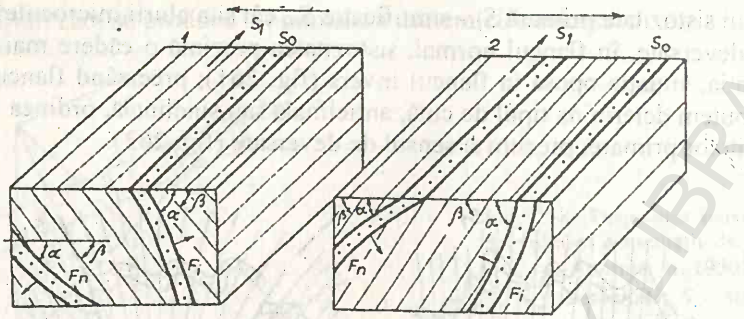


Fig. 262. Raportul sistozitate/ stratificație primară utilizat pentru determinarea în seriile evoluate în cadrul nivelului structural inferior a polarității stratelor, a tipului de cute și a sensului de deversare:
1 – cută sinclinală; *2* – cută anticlinală; *Fn* – flanc normal; *Fi* – flanc invers; *β* – înclinarea sistozității; *α* – înclinarea stratificației primare (S_0); săgețile indică polaritatea stratigrafică (spre strate mai vechi).

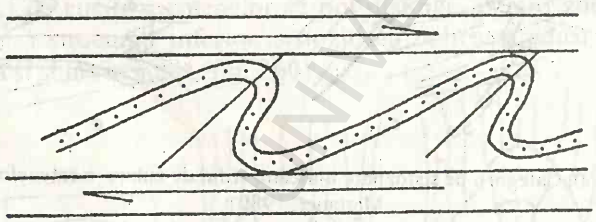


Fig. 263. Microcute de antrenare (din Aubouin, Brusse, Lehman, 1975)

În separarea fazelor tectonice de compresiune suprapuse, microtectonica utilizează și analiza lineației. Se întâlnesc mai multe categorii: lineație de intersecție, lineație de întindere, lineație minerală și lineație de crenulație (lat. *crena* - crestătură) (fig. 265).

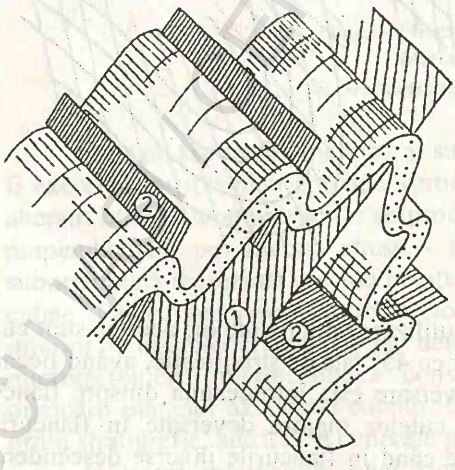


Fig. 264. Relația geometrică între o cută majoră și microcutele asociate, respectiv cvasi - paralelismul planelor axiale (inspirată după Price, Cosgrove, 1991):
1 – planul axial al cutei majore; *2* – planele axiale ale microcutelor.

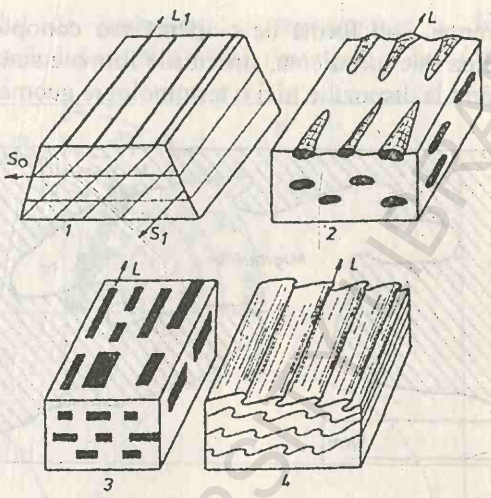


Fig. 265. Tipuri genetice de lineație (din Foucault, Raoult, 1980): *1* – lineație de intersecție; *2* – lineație de întindere (galeți); *3* – lineație minerală; *4* – lineație de crenulație; S_0 – stratificație primară; S_1 – șistozitate; L – lineație.

Lineația de intersecție rezultă din întretăierea S_0/S_1, lineația de întindere din aplatizare, spre exemplu a galeților, lineația minerală din orientarea mineralelor, în timp ce, lineația de crenulație este dată de prezența microcutelor. Cum întotdeauna planele de șistozitate sunt perpendiculare pe direcția stress - ului tectonic, reiese că două șistozități S_1 și S_2 corespund la două faze tectonice diferite ca intensitate și orientare ; intersecția lor cu stratificația primară a rocilor va da două lineații, L_1 și L_2 care vor corespunde cu două faze tectonice suprapuse (fig. 266).

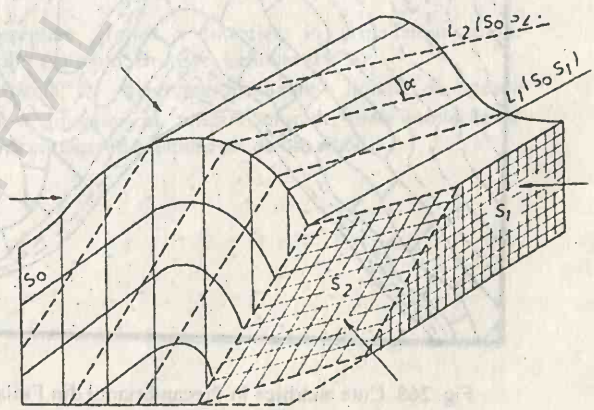


Fig. 266. Prezența a două lineații. L_1 (S_1S_0) și L_2 (S_2S_0) indicând două faze tectonice de compresiune suprapuse și de sensuri diferite; α – unghiul format de cele două lineații.

10.3.2. Cutele domeniului de curgere

Caracteristica lor esențială este absența faliilor și o geometrie fără coerență; forma lor depinde de modul de curgere. Când curgerea este aproape orizontală, se formează cute culcate cu planele axiale orizontale. Pot fi cazuri de curgere care se face în sens ascendent în maniera diapirelor salifere, datorită diferențelor de densitate a masei de roci ajunse în faza de fuziune; în aceste cazuri se formează cute

în evantai, sub formă de ciupercă sau conopidă (*chaux fleurs*) (fig. 267). Când curgerea este turbulentă, structurile formate sunt total incoerente, pentru analiza lor neavând la dispoziție nici o terminologie geometrică (fig. 268).

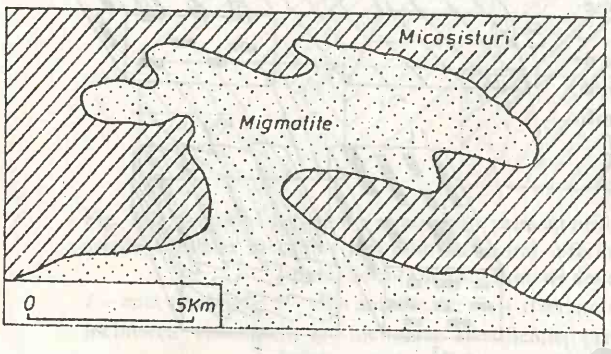


Fig. 267. Cute de curgere în formă de ciupercă în Caledonidele din Groenlanda (după Haller, din Holmes, 1965).

Domeniul cutelor de curgere corespunde, în catene, cu zonele care au suferit un metamorfism avansat, mezo - catazonal, mergând până la anatexie. Asemenea structuri sunt citate în Precambrianul din Norvegia, în Hoggar (Africa) sau Caledonidele din Groenlanda; este vorba de cute în formă de ciupercă, cute anarhice extrem de complicate, care antrenează cel mai frecvent micasisturi sau gnaise.

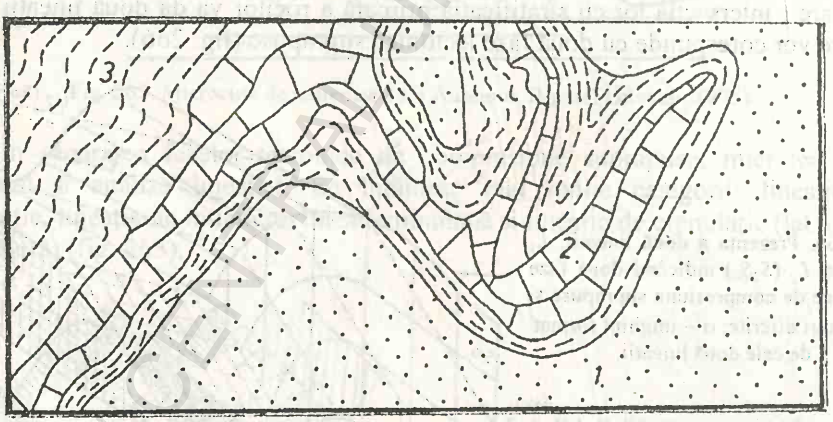


Fig. 268. Cute anarhice în Precambrianul din Finlanda (din Mattauer, 1980):
1 – amfibolite; *2* – calcare; *3* – gnaise.

Elementele microstructurale amintite pot fi reprezentate pentru o imagine de ansamblu, grafică, sub formă de diagrame unidimensionale sau bidimensionale. În diagramele unidimensionale se pot prezenta, fie numai direcția, fie numai înclinarea acestor elemente tectonice, pe când în cele bidimensionale se pot proiecta în același timp ambele. Pentru reprezentările unidimensionale se utilizează graficele, diagramele rozetă și histogramele de frecvență, iar pentru cele bidimensionale, diagramele în rețeaua de proiecție Wulf și Schmidt (fig. 269).

Pentru detalii privind modul de prelucrare și reprezentare a datelor microtectonice pot fi consultate lucrările lui Gurău (1982), Anastasiu și Jipa (1983).

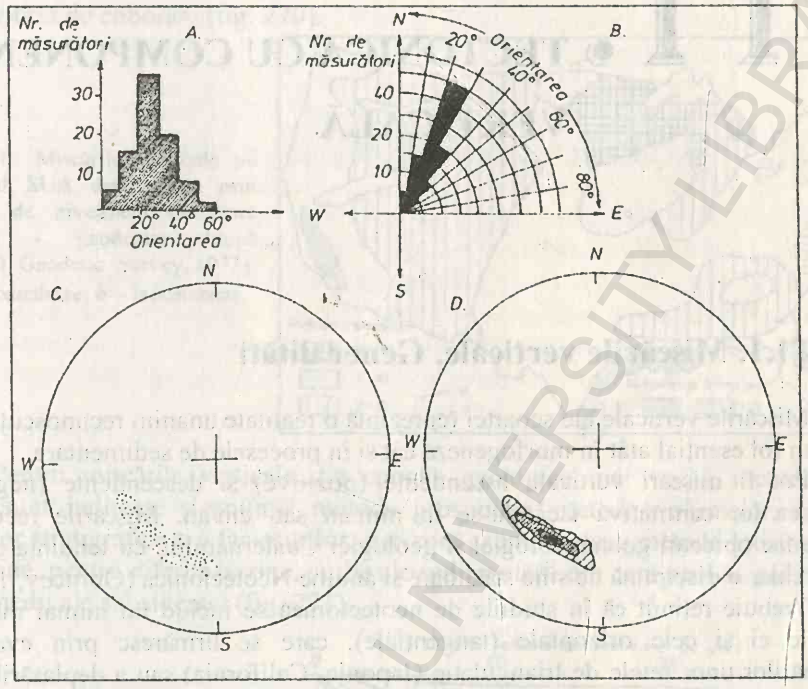


Fig. 269. Modalități de reprezentare grafică a lineației, în urma unui studiu microtectonic (din Aubouin, Brousse, Lehman, 1975):
A – histogramă; *B* – diagramă rozetă; *C* – diagrama de puncte a liniației în rețeaua Wulf; *D* – diagrama interpolată a lineației în rețeaua Schmidt; toate modurile de reprezentare grafică corespund aceluiași set de observații.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

11 • TECTONICA CU COMPONENTĂ VERTICALĂ

11.1. Mişcările verticale. Generalităţi

Mişcările verticale ale scoarţei reprezintă o realitate unanim recunoscută şi ele joacă un rol esenţial atât în morfogeneză cât şi în procesele de sedimentare.

Pot fi mişcări verticale ascendente (pozitive) şi descendente (negative), evaluarea lor cantitativă făcându-se în mm/an sau cm/an. Mişcările recente şi actuale fac obiectul geomorfologiei şi geologiei Cuaternarului, cu tendinţa de a se separa chiar o disciplină de sine stătătoare şi anume Neotectonica (Obrucev, 1948).

Trebuie reţinut că în studiile de neotectonică se includ nu numai mişcările verticale ci şi cele orizontale (tangenţiale), care se urmăresc prin evaluarea deformărilor unor reţele de triangulaţie (Japonia, California) sau a deplasărilor din lungul marilor decroşări active (Falia San Andreas).

Pentru mişcările neotectonice verticale, determinarea mărimii şi sensului lor se face prin metoda istorică, metoda geomorfologică, metoda geodezică sau prin utilizarea maregrafelor.

Metoda istorică. Este aplicabilă mişcărilor verticale din ultimele milenii, odată cu apariţia documentelor scrise, atestând mai ales deplasarea ţărmurilor marine. Sunt bine cunoscute cazul Veneţiei şi al oraşului Upsala din Suedia, primul afectat de o mişcare de coborâre, în timp ce, cel de al doilea, cândva port la Marea Baltică, se află în prezent la o distanţă de 8 km de ţărm; pentru Veneţia, determinările de vârstă absolută prin metoda C^{14} pe probe din foraje au indicat o subsidenţă medie pentru ultimii 40 000 de ani de 1,2 mm/an, cu accentuări de până la 5 mm/an (Bortolami, Fontes, 1972).

Metoda geomorfologică. Mişcările verticale din ultimele etape de evoluţie a Pământului pot fi puse în evidenţă prin prezenţa unor terase de abraziune marină suspendate sau prin evidenţierea unor văi înecate sau a cordoanelor litorale coborâte sub nivelul mării; sunt evidente mişcări de ridicare, în primul caz, şi coborâre în cel de-al doilea. Asemenea argumente trebuie utilizate cu prudenţă însă, întrucât aceleaşi efecte pot avea drept cauză şi schimbări eustatice. Distribuţia reţelei hidrografice constituie, de asemenea, un criteriu, zonele de convergenţă, fiind un ecou al scufundărilor lente, în timp ce, cele de divergenţă corespund ariilor în ridicare.

Metoda geodezică. Se aplică de asemenea, mişcărilor actuale, presupunând

măsurători de nivelment de mare precizie, repetate la anumite intervale de timp; asemenea măsurători se concretizează în final în hărți cu areale separate de izoanabaze, adică de linii de egală viteză de ridicare și izocatabaze ce indică linii de egală viteză de coborâre (fig. 270).

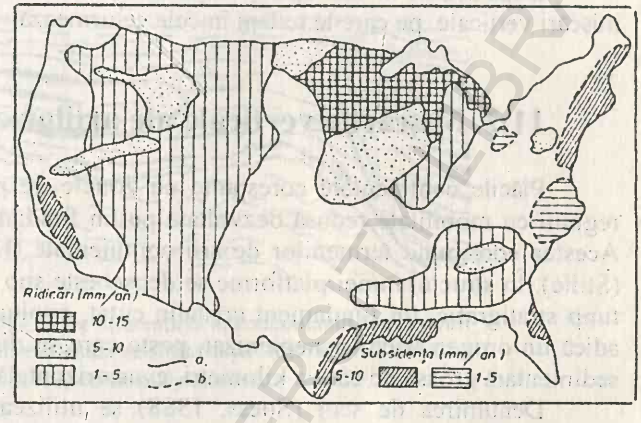


Fig. 270. Mișcările verticale pe teritoriul SUA determinate prin ridicări de nivelment de mare precizie - geodezice (după National Geodetic Survey, 1972): *a* - izoanabaze; *b* – izocatabaze.

Pentru mișcările verticale din epocile geologice mai vechi, metodele de studiu sunt indirecte și anume: metoda grosimilor, metoda volumelor, metoda lacunelor stratigrafice și a faciesurilor. Așa spre exemplu, prin metoda grosimilor se pot obține, pentru diferite bazine, curbe ale sedimentării din care apoi se pot calcula ratele medii ale subsidenței (fig. 271).

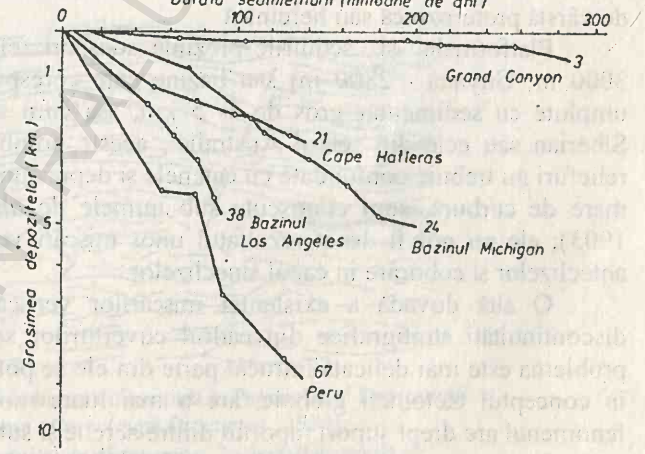


Fig. 271. Viteza de sedimentare pentru câteva bazine, dedusă prin metoda grosimilor (după Fisher, din Bleahu, 1983): viteza medie de subsidență este redată cifric în m/1Ma.

Este necesar să consemnăm că separarea și tratarea independentă a mișcărilor verticale apare oarecum forțată pentru că, în general, este dificil de stabilit dacă ele sunt pure, adică nu sunt asociate cu scurtări sau alungiri ale scoarței, ca o consecință a unor compresiuni sau distensiuni.

O anume dificultate intervine, dealtfel, și în reținerea unui termen mai adecvat pentru acest tip de mișcări, întrucât majoritatea denumirilor puse în circulație (mișcări oscilatorii, epirogenetice, thalassogenetice) sunt unilaterale și prin aceasta contestate. În orice caz, termenul de mișcări epirogenetice (Gilbert, 1886), ca generic pentru ambele tipuri, pozitive și negative este impropriu, el

traducându-se ca "mișcări generatoare de continente". Soluția propusă de Mattauer (1980) adoptată și de noi ni se pare mai adecvată și prin aceasta acceptabilă; rămânem deci la termenul de tectonică cu componentă verticală.

După zonele în care apar și după cauzele lor se disting mai multe categorii de mișcări verticale pe care le redăm în cele ce urmează.

11.2. Mișcările verticale ale ariilor continentale

Plăcile continentale corespund cu zonele de platforme și de scuturi, fiind regiuni cu mobilitate redusă dezvoltate pe un fundament de cristalin vechi, cutat. Acestea corespund termenilor de arii continentale (Haug) sau regiuni cratonizate (Stille). În structura unei platforme se deosebește sub raport structural, și în același timp stratigrafic, un fundament cristalin cutat, evoluat în condiții de geosinclinal, adică un orogen vechi peneplenizat, peste care se dispune discordant o cuvertură sedimentară groasă de câțiva kilometri, cvasiorizontală.

Denumirea de scut (Suess, 1888) se utilizează, în mod obișnuit, pentru regiunile în care fundamentul cristalin, precambrian, apare la zi fără o cuvertură sedimentară, sau cu o cuvertură slab conservată cum este cazul scutului Baltic. Ca vârstă, platformele se consideră fie după momentul în care a avut loc structogeneza fundamentului, fie prin adăugarea termenului de epi (gr. *epi* - deasupra) vârstei acestuia din urmă; așa spre exemplu o platformă epiproterozoică sau epihercinică semnifică o platformă cu cuvertura mai nouă dezvoltată peste un fundament cutat de vârstă proterozoică sau hercinică.

Platformele și scuturile prezintă adeseori reliefuri importante (Hoggar - 3000 m; Guyana - 2800 m) sau bazine care corespund unor imense depresiuni umplute cu sedimentar gros de 3- 5 km, așa cum sunt Bazinul Obi din scutul Siberian sau cele din scutul Australiei; aceste bombamente anticlinale ale căror reliefuri nu trebuie confundate cu catenele și depresiunile sinclinale, ambele cu rază mare de curbură, sunt cunoscute sub numele de *anteclize* și *sineclize* (Pavlov, 1903); ele nu pot fi decât rezultatul unor mișcări verticale de ridicare în cazul anteclizelor și coborâre în cazul sineclizelor.

O altă dovadă a existenței mișcărilor verticale o reprezintă frecventele discontinuități stratigrafice din cadrul cuverturilor sedimentare; în atare situație problema este mai delicată întrucât parte din ele se pot datora eustatismului și care, în conceptul tectonicii globale, are o mai mare mobilitate, dacă ne gândim că fenomenul are drept suport raportul dintre acreție și subducție.

Nu se cunoaște exact încă mecanismul intim al acestor mișcări verticale dar, luând în considerație talia impresionantă a structurilor de anteclize și sineclize (cu dimensiuni de peste 1000 km și cu o săgeată verticală de 1 - 3 km), se poate deduce că factorii generatori nu pot fi localizați decât în mantaua superioară. Dintre numeroasele mecanisme propuse, cea mai mare audiență o are astăzi cel al transformărilor de fază mineralogică sau chimică ce se produc la nivelul discontinuității Moho, considerată drept limită dintre gabbrouri și eclogite sau peridotite. Astfel, se consideră că la o creștere a fluxului termic poate avea loc o trecere a gabbroului în eclogit cu schimbare de volum, ultimul având o densitate

mai mare, fapt ce se va repercuta la suprafață printr-o coborâre; invers, o scădere a fluxului termic determină trecerea eclogitului în gabbrou mai puțin dens ceea ce are drept efect o mărire de volum, deci o ridicare.

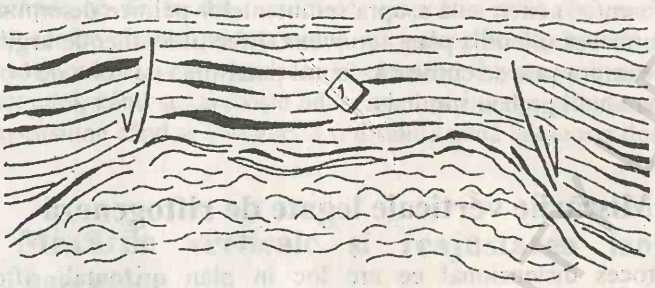


Fig. 272. Anticlinal de tasare diferențială în Pannonianul Depresiunii Timișoara - Carei, evidențiat seismic (după Dicea *et al.*, 1984):
1 – nivel de nisip somital.

În afara anteclizelor și sineclizelor, cuverturile apar uneori prin structuri de ordin inferior și anume prin cute de platformă; cutele de platformă în raport cu cele de orogen se deosebesc prin dezvoltarea lor sporadică, dimensiunile mari, lipsa liniarității (polarității), fracturarea avansată prin falii normale și dezvoltarea cu precădere a briahianticlinalelor și domurilor față de sinclinale.

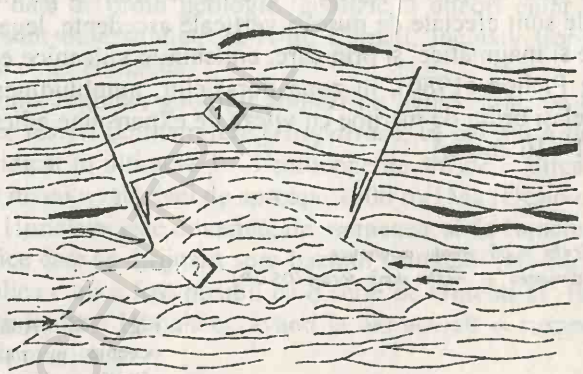


Fig. 273. Anticlinal de tasare diferențială în Pannonianul Depresiunii Timișoara - Carei (după Dicea *et al.*, 1984):
1 – graben somital de distensiune; *2* – lentilă de argilă.

Mecanismul genetic al acestor cute pare să stea în legătură cu tasarea diferențială a sedimentelor pe zone de relief îngropat. Asemenea structuri anticlinale au fost evidențiate seismic în Pannonianul Depresiunii Timișoara - Carei de către geologii petroliști (Dicea *et al.*, 1982, 1984). După autori, anticlinalele de tasare sunt favorizate de prezența reliefului accidentat și apar atunci când diferențele dintre zonele ridicate și cele mai coborâte sunt mari. Ca mecanism, se consideră că zonele mai coborâte primesc în timpul sedimentării o cantitate mai mare de material și, în majoritatea cazurilor, mai fin, pelitic. În zonele ridicate

grosimea sedimentelor este mai redusă și, în general, ele sunt mai grosiere, ca urmare în zonele coborâte compactarea este mai mare decât în zonele ridicate realizându-se o boltire cu aspect anticlinal (fig. 272); asemenea structuri de compactare diferențială poartă numele de *drape folds*. În alte cazuri (fig. 273), presiunea diferențială exercitată asupra sedimentelor pelitice determină o migrare a argilei care formează o lentilă plan - convexă. Efectul lentilei de argilă se transmite stratelor de deasupra care se curbează; faptul determină pe zona de boltă distensiuni care dau naștere unui graben somital.

10.3. Mișcările verticale legate de riftogeneză

Deși proces distensional ce are loc în plan orizontal, riftogeneza este acompaniată și de mișcări verticale, care se particularizează după tipul de rifturi, continentale sau oceanice. În cazul riftului continentale denivelările ating valori de 1 - 3 km; în timp ce zonele bordiere sunt supuse ridicărilor, regiunile axiale se afundă.

Pentru grabenele oligocene din Masivul Central (Limagne, Forez) se citează viteze de ridicare și respectiv coborâte de 0,3 și 0,5 mm/an, în timp ce, în cazul Grabenului Rhinului, amplitudinea calculată a mișcărilor a ajuns între 0,5 - 1 mm/an (Illies *et al.*, 1981).

În cazul procesului de expansiune din lungul dorsalelor medio - oceanice, mișcările verticale apar în zone distincte și anume în rifturi și pe flancuri; în zona lor axială, dorsalele sunt afectate de mișcări verticale ascedente, legate de procesele de acreție, termice și magmatice, și prin care, emisiunile vulcanice edifică continuu reliefuri; după Le Pichon (1980), în zona dorsalelor, amplitudinea mișcărilor de ridicare este de același ordin de mărime cu viteza de expansiune adică cu deplasarea distală a plăcilor (1 - 10 cm/an).

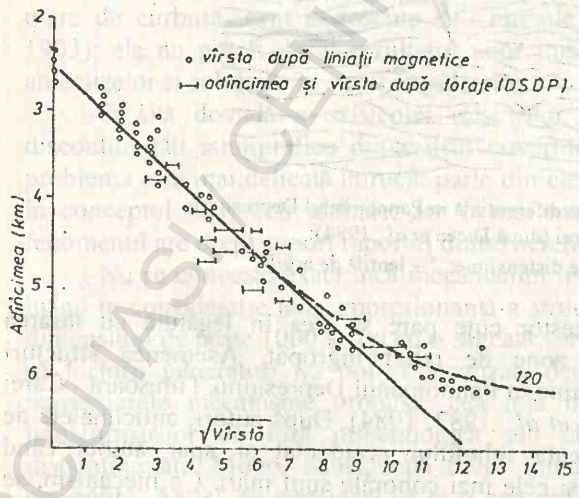


Fig. 274. Adâncimea fundului oceanic în raport cu rădăcina pătrată a vârstei (după Forsyth, 1977 din Bleahu, 1983): linie întreruptă – curba adâncimii; linie plină – curba teoretică corespunzătoare modelului de semispatiu; linii orizontale – intervale de nesiguranță în determinarea vârstelor.

În contrast cu zonele axiale afectate de ridicări, flancurile dorsalelor, adică

extremitățile plăcilor oceanice, suferă din contră mișcări de subsidență; subsidența este o consecință a contracției termice. Studiile lui Sclater, Francheteau, Parker și Oldenburg (*fide* Le Pichon, 1980) au arătat că datorită contracției termice, adâncimea oceanelor crește față de riftul dorsalelor proporțional cu rădăcina pătrată a vârstei. Plecându-se de la date concrete, respectiv adâncimi și vârste pentru diverse zone oceanice cunoscute, s-a ajuns nu numai la exprimarea matematică a relației sus menționate ci și la obținerea unei curbe din care se pot deduce (fig. 274): vârsta scoarței, când se cunoaște adâncimea, și invers, rata de subsidență, cât și viteza de expensiune când se știe vârsta și distanța până la creasta dorsalei.

11.4. Mișcările verticale și reajustarea izostatică a catenelor

Din modelul evolutiv al unei catene, s-a reținut faptul că orice orogen parcurge o fază de reechilibrare izostatică și care, este însotită de mișcări verticale pozitive. În mod logic amploarea acestora stă în legătură directă cu valoarea compresiunilor din etapa de tectogeneză, când are loc refularea scoarței sialice în manta. Din acest punct de vedere, se înțelege că zonele de orogen paratectonic, adică de coliziune, vor prezenta valorile cele mai ridicate ale mișcărilor pozitive din etapa de reechilibrare.

Aceste mișcări sunt evidente în cazul orogenului Alpin, iar argumentarea lor are drept suport date de ordin geologic, geofizic și uneori chiar geomorfologic - hidrogeografic; sunt bine studiate în Alpi, Carpați, inclusiv tronsonul românesc, Noua Zeelandă și chiar Himalaia.

Pentru ultima regiune, geologii chinezi au demonstrat, pe baza unor studii polinice și a unor resturi de mamifere (*Hipparion*), că cel puțin unele sectoare ale Himalaiei s-au ridicat în ultimele 3 - 4 milioane de ani de la circa 1000 m la cote actuale de 4200 m, cu o rată deci de aproape 1000 m/1Ma (Desio *et al.*, 1982).

Ridicarea Himalaiei este dovedită, de asemenea, și de caracterul antecedent al rețelei hidrografice care se dirijează spre bazinul Gangelui (Holmes, 1965). Numai așa se poate explica cum a fost posibil ca o serie de afluenți ai fluviului Kossi să traverseze creasta înaltă a Himalaiei, având la ora actuală o cumpănă de ape, spre Tsangpo, cu mult mai joasă.

11.5. Subsidența bazinelor sedimentare

Existența în scoarța Pământului a unor zone în care apar serii sedimentare groase de 10 - 15 km sau chiar mai mult probează că ele au fost sedii ale unor afundări considerabile. Cum multe din aceste serii au un caracter neritic, uneori chiar paralic, se poate conchide că sedimentarea avea loc în condiții de ape puțin profunde; de aici trebuie dedus că zonele respective se afundau odată cu procesul de sedimentare; această afundare poartă numele de *subsidență*.

La originea subsidentei stau mai întâi cauze de inițiere, urmate apoi de mecanisme amplificatoare. Mecanismele de inițiere sunt de natură tectonică si pot

avea la origine tensiuni distensionale, cazul rifturilor continentale și oceanice, cât și compresionale în zonele de falii transformante sau de subducție. Subsidența termică datorată contracției prin răcire a fundurilor oceanice, cât și cea gravitațională sub sarcina sedimentelor, aparțin mecanismelor amplificatoare (Perrodon, 1983). Se înțelege că viteza de subsidență va fi variabilă și în raport direct cu mecanismele generatoare ale bazinelor respective; o tentativă de evaluare a acesteia a fost propusă de către Masse (1981; fig. 275).

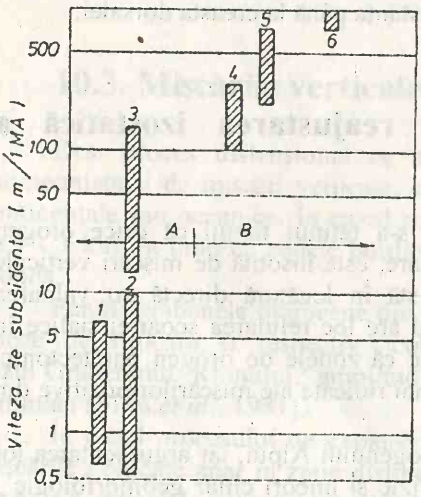


Fig. 275. Viteza de subsidență pentru câteva tipuri de bazine (după Masse, din Perrodon, 1983): *A* – bazine de flexurare prin contracție termică; *I* – intracratonice; *II* – funduri oceanice de peste 60 Ma; *III* – funduri oceanice sub 60 Ma; *B* – bazine de origine tectonică (distensionale și compresionale); *4* – rifturi; *5* – bazine de forfecare prin transtensiuni și transpresiuni; *6* – fose de subducție.

În cazul mecanismelor amplificatoare intervine, de asemenea, o distensiune, dar nu de natura celei care generează rifturile, ci care produce o subțiere a scoarței de tip flexural, fără intervenția discontinuităților de ordin ruptural.

Interesantă sub aspectul substratului geofizic este subsidența gravitațională, care se realizează sub influența sarcinii sedimentelor. Ea apare deci ca o compensație izostatică, ceea ce dă posibilitatea, după Le Pichon (1980), de a-i reconstitui mărimea, luând în considerație grosimea stivei de roci.

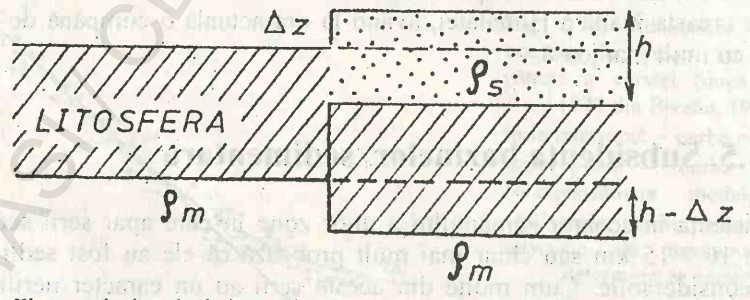


Fig. 276. Elementele de calcul ale subsidenței sub sarcina sedimentelor (din Le Pichon, 1980).

Așa cum reiese din figura 276, sub sarcina unei stive de roci de grosime h, și de densitate ρ_s, litosfera se afundă, dislocând o masă egală din astenosfera elastică de densitate ρ_m. În cazul în care sedimentarea se face în mediul continental, în aer

liber, echilibrul izostatic se va stabili în momentul în care:

$$h\rho_s = (h - \Delta z)\rho_m; \text{ de unde}$$

$$\Delta z = h \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m}$$

Dacă se consideră $\rho_s = 2{,}19$ și $\rho_m = 3{,}3$, atunci $\Delta z = 0{,}35\ h$, ceea ce înseamnă că mărimea subsidenței va fi egală cu 65% din grosimea sedimentelor acumulate.

În situația în care sedimentarea are loc în mediul marin, relațiile precedente se modifică, în sensul că intervine diminuarea sarcinii cu cantitatea se apă dislocuită de sedimentele acumulate; masa de apă dislocuită va fi $\Delta z = \rho_e$, în care densitatea apei este egală cu 1,03 g/cm³.

Adică: $h\rho_s - \Delta z\rho_e = (h - \Delta z)\,\rho_m$, de unde:

$$\Delta z = h \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_e}$$

Pentru cazul acelorași valori ale densităților, $\Delta z = 0{,}5\ h$, rezultă că, în condițiile sedimentării în mediul marin, mărimea subsidenței va fi jumătate din grosimea sedimentelor acumulate.

Lucrul cel mai dificil în determinarea subsidenței bazinelor de sedimentare vechi, este calcularea densității rocilor din coloană. În acest sens, trebuie avută în vedere porozitatea rocilor; densitatea reală devine în acest caz suma dintre densitatea apei din pori și densitatea părții minerale a rocilor, adică:

$$\rho_s = \phi\,\rho_e + (1 - \phi)\rho_q$$

unde: ϕ este porozitatea rocilor; ρ_e - densitatea apei; ρ_q - densitatea substratului mineral.

Se va lua deci în calcul porozitatea, a cărei valoare se diminuează cu adâncimea ca urmare a creșterii sarcinii litostatice; s-a constatat spre exemplu că gresiile din apropierea suprafeței scoarței au o porozitate de 10 - 30%, ajungând ca la peste 10 km adâncime ea să scadă sub 5%.

Argumentele care sprijină realitatea fenomenului de subsidență sub influența sedimentării nu sunt însă numai de ordin deductiv. Există și date directe obținute prin ridicări geodezice repetate. În acest sens, un caz interesant îl reprezintă lacul de acumulare Mead de pe fluviul Colorado, unde măsurătorile au determinat o zonă de subsidență cu un maximum central de 175 mm. Sarcina impusă de sedimentele acumulate într-un interval de 15 ani (1935 - 1950) a fost evaluată la aproximativ 107 tone/m² (Smith *et al.*, 1960), determinând o rată de subsidență de 11 mm/an.

11.6. Mișcările verticale ale zonelor de inlandsis

Mișcările verticale ale zonelor de *inlandsis* (daneză - arii acoperite de gheață) sunt, în fond, determinate de deranjarea echilibrului izostatic în momentul instalării calotelor glaciare sau de tendința de reechilibrare, în condițiile diminuării lor prin topire. Sub greutatea calotelor de gheață scoarța se afundă, refulând materia subjacentă. S-a observat că în actualele regiuni glaciare cu mișcări verticale pozitive, există o anomalie gravimetrică negativă, ceea ce probează că ridicările

post - glaciare sunt consecința unui deficit de masă determinat de această refulare a materiei din straturile subcrustale ale Pământului; de aici se poate ajunge, după unii autori, la posibilitatea ca din mărimea anomaliei gravimetrice să se poată deduce valoarea ridicării care urmează să se realizeze în virtutea tendinței de reechilibrare izostatică.

Așa cum a arătat Robinson (fig. 277), reducerea anomaliei izostatice se face progresiv cu diminuarea calotei, iar viteza de ridicare este în raport de mărimea ratei de topire; spre exemplu, înspre sud - est de insulele Lofoten, Haiskanen a pus în evidență o anomalie gravimetrică negativă care atinge 40 - 50 Mgali și care presupune o ridicare până la reechilibrarea izostatică de circa 330 m (Lliboutry, 1965).

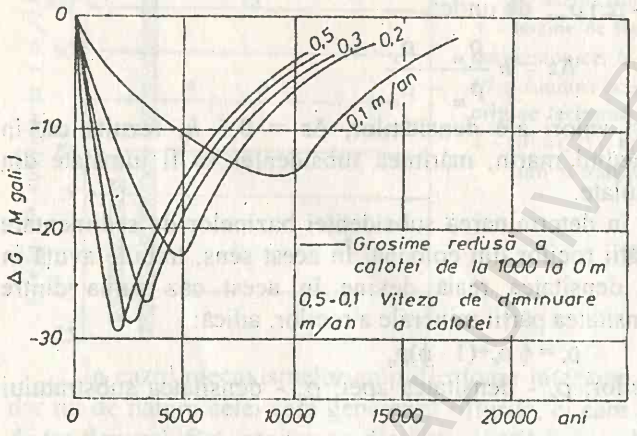


Fig. 277. Reducerea anomaliei gravimetrice, progresiv cu diminuarea unei calote de gheață cu o viteză constantă (după Robinson, din Lliboutry, 1965).

Asemenea mișcări de ridicare au afectat zona Scandinavă și regiunea scutului Canadian. În regiunea Scandinavă datarea teraselor marine înălțate, făcută prin studiul varvelor, a dus la trasarea liniilor de egală ridicare în post - glaciar (fig. 278); rata actuală a acestei mișcări a fost apreciată prin mișcările geodezice efectuate în anul 1900 și repetate în 1945; ele au indicat valori de 95 cm/secol în zona Angerma și 70 cm/secol spre Golful Botnic (Model în Llibutry, 1965). În America de Nord, ridicarea scutului Canadian este apreciată la 2 m/secol în jurul Golfului Hudson și 30 - 40 cm/ secol la gura fluviului Saint Laurent.

Așa cum există un răspuns izostatic la instalarea sau diminuarea calotelor glaciare, există un răspuns similar și în cazul proceselor de denudație, dar care, după Holmes (1965), a fost ignorat de cele mai multe ori. Răspunsul izostatic la procesul de denudație este, în fapt, inversul fenomenului de subsidență, în sensul că avem de a face de data aceasta, cu o pierdere de masă, o descărcare, de unde și mișcarea verticală pozitivă. Dacă am avea o portiune din scoarță de 1000 m grosime cu o densitate de 2,6 g/cm³, ea stă în echilibru izostatic în raport cu astenosfera plastică atâta timp cât nu intervine un adaos sau o diminuare de masă. Ca atare, condiția menținerii echilibrului izostatic este :

$$3{,}4\ h = 2{,}6 \times 1000\ \text{m}$$

de unde poate fi calculată valoarea mișcării de ridicare h, pentru momentul în care ar dispare prin denudație scoarța pe o grosime de 1000 m; din calcul rezultă o ridicare posibilă de 866 m.

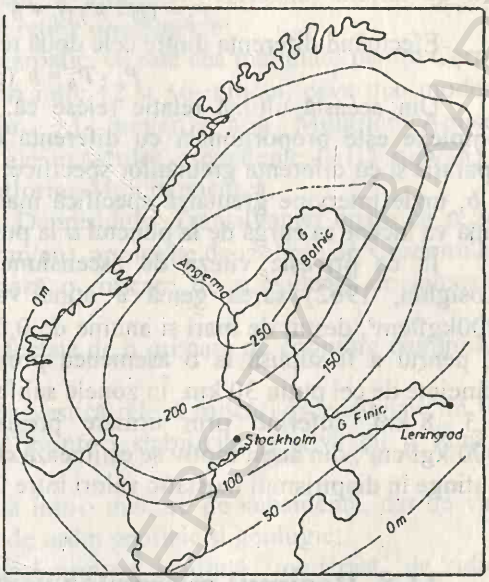


Fig. 278. Liniile de egală ridicare ale Fennoscandiei în epoca post - glaciară (după De Geer, Woldstedt, Lundqvist, din Lliboutry, 1965).

11.7. Mișcările verticale determinate de cauze locale

În această categorie se încadrează mișcările verticale legate de formarea anticlinalelor și domurilor diapire. Reconstituind condițiile de deformare a sării, se observă că în fenomenul de diapirism izostatic, avem de a face cu două complexe de greutăți spacifice diferențiate (ρ_1, ρ_2) separate de o suprafață care nu este orizontală (fig. 279).

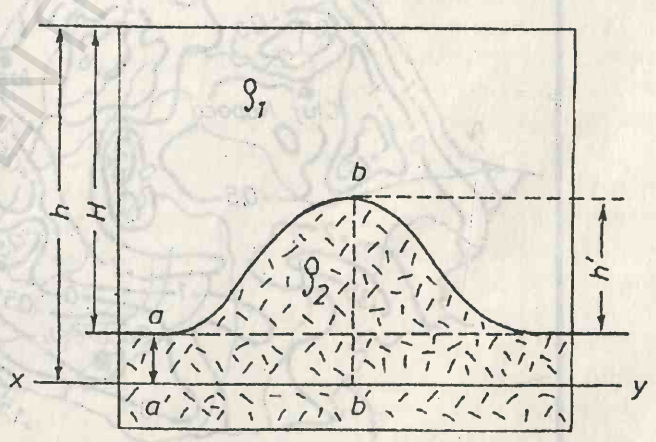


Fig. 279. Calculul sarcinilor tensionale în diapirismul izostatic (din Kosighin, 1962). ρ_1 – greutatea specifică a rocilor; ρ_2 – greutatea specifică a sării.

Pe suprafața orizontală xy trasată arbitrar sub linia de separație dintre cele două complexe, valorile sarcinilor în cele două puncte *a* și *b* vor fi:

$$P_a = H\rho_1 + (h - H)\rho_2$$

$$P_b = (H - h')\rho_1 + h'\rho_2 + (h - H)\rho_2$$

Efectuând diferența dintre cele două relații obținem:

$$P_a - P_b = h'(\rho_1 - \rho_2)$$

Din această ultimă relație reiese că, diferența sarcinilor dintre cele două complexe este proporțională cu diferența cotelor de înălțime ale suprafeței de separație și cu diferența greutăților specifice; cum sarcina în *a* va fi mai mare decât în *b*, unde intervine greutatea specifică mai redusă a sării, rezultă că aceasta din urmă va începe să curgă de la punctul *a* la punctul *b*.

În ce privește viteza de ascensiune a sării, în încercările de laborator (Kosîghin, 1962) sarea gemă a atins viteze de curgere, la o presiune de 7200kgf/cm², destul de mari și anume de 0,00037 cm/s (= 116 m /an). Se știe însă că, penrtu a fi supusă la o asemenea presiune, sarea ar trebui să se afle la o adâncime de cel puțin 30 km. În zonele salifere ea se află însă la adâncimi obișnuite de 3 - 8 km, suferind prin urmare presiuni mult mai scăzute, de circa 750 - 2000 kgf/cm²; din acest motiv se estimează că, în general, viteza ascensională a sării ar atinge în diapirismul izostatic valori între 0,1 - 1 cm/an.

11.8. Regimul mișcărilor verticale pe teritoriul României

O imagine a acestora ne este oferită de harta mișcărilor recente pe teritoriul românesc la scara 1: 1 000 000, care integrează atât datele ridicărilor de nivelment repetat (geodezice), cât și volumul de informații de ordin geologic, geofizic și geomorfologic - hidrogeografic acumulat de-a lungul timpului (fig. 280).

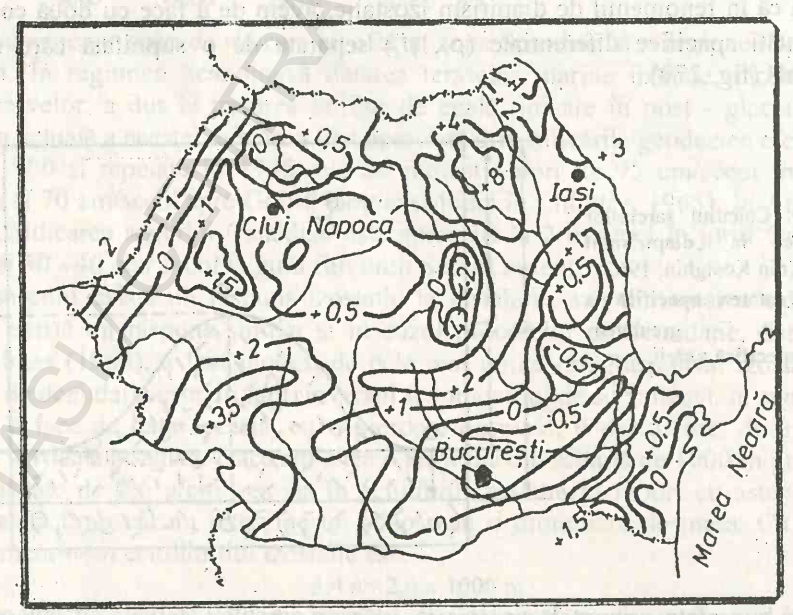


Fig. 280. Harta mișcărilor verticale recente pe teritoriul României (din Cornea *et al.*, 1979): izolinii de viteză nulă (0); izoanabaze (+); izocatabaze (-); valorile izoliniilor sunt date în mm/an.

Din analiza distribuției teritoriale a mișcărilor verticale, oferită de harta menționată (Cornea *et al.*, 1979) se pot reține următoarele:

- tendința de ridicare a lanțului carpatic, cu rata cea mai mare pentru Carpații Orientali, în care se înregistrează valori între +2 și +6 mm/an, ceva mai moderată pentru Carpații Meridionali (maxim +3 mm/an), aria Munților Apuseni, înregistrând cele mai scăzute valori ale mișcărilor ascendente (+1,5 mm/an); în aceeași arie de ridicare se înscrie și Platforma Moldovenească;
- în interiorul arcului carpatic, Depresiunea Transilvaniei apare ca o zonă cvasistaționară cu valori (+0,3; +0,5 mm/an), apropiate de izolinia de viteză nulă, în timp ce Depresiunea Bârsei evidențiază o mișcare de subsidență de intensitate accentuată (până la -4 mm/an);
- Depresiunea Pannonică este afectată de o mișcare de coborâre continuă, cu valori de până la -2,5 mm/an;
- în Platforma Valahă, jumătatea vestică relevă mișcări ascensionale, în timp ce jumătatea estică se caracterizează printr-o stabilitate relativă cu o zonă de afundare centrală de 0,5 mm/an;
- zona de curbură este antrenată într-o mișcare de subsidență, dar de valori scăzute față de elementele indicatoare de ordin geofizic și geologic;
- teritoriul dobrogean se remarcă printr-o tendință moderată de ridicare (+1,5 mm/an) cu excepția zonei litoralului Mării Negre care indică mișcări descendente.

Exceptând mișcările verticale ascendente ale arcului carpatic, care pot fi puse cu destulă siguranță în legătură cu fenomenul de reechilibrare izostatică a catenei, în restul teritoriului cauzele acestor mișcări de coborâre sau ridicare nu sunt încă pe deplin elucidate. După unele constatări (Cornea *et. al.*, 1979) există o corespondență satisfăcătoare între izoliniile mișcărilor neotectonice și cele ale gradului de seismicitate (izoseiste), ceea ce ar proba faptul că, aceste mișcări nu reprezintă altceva decât o componentă verticală a deplasărilor orizontale cu mult mai complicate, care antrenează plăcile și microplăcile de pe teritoriul românesc.

BCU IAȘI / CENTRUL DE STUDII BUCOVINA

12. TERITORIUL ROMÂNESC ŞI TECTONICA PLĂCILOR

12.1. Elemente geologice de sprijin

Efortul a mai multor generaţii de geologi a făcut ca în momentul de faţă să se dispună de suficiente date pentru reconstituirea evoluţiei geologico - structurale a teritoriului României şi, mai ales, să se încerce încadrarea acesteia în conceptul tectonicii plăcilor.

Realităţile geologice pun în evidenţă existenţa pe teritoriul României a unor arii de geosinclinal, consolidate şi cratonizate în vremurile precambriene şi în parte eopaleozoice care alcătuiesc astăzi unităţile de Vorland, rigide şi o serie de regiuni care au suferit transformări până în ciclul alpin inclusiv, constituind unităţile carpatice de orogen.

Reconstituirile paleogeografice şi paleotectonice sunt însă cu atât mai dificile cu cât ele privesc vremurile prealpine. De aceea şi încercările au ca obiectiv evenimentele geologice din ultimii 200 milioane ani, plecându-se însă de la realităţile structural - geologice actuale. Dincolo de statutul provizoriu al modelelor de aplicare a tectonicii plăcilor la geneza orogenului carpatic, rămân deocamdată, ca elemente câştigate argumentele geologice şi geofizice pe care se poate sprijini una sau alta din tentativele de interpretare.

O primă chestiune care s-a pus în acest context a fost delimitarea pe teritoriul României a plăcilor litosferice şi raporturile geodinamice dintre ele. Tentativele de acest fel aparţin lui Constantinescu *et al.* (1976) şi Airinei (1977); ambele au ca suport argumente geofizice de ordin seismic şi gravimetric.

În ideea primului colectiv teritoriul românesc corespunde la trei plăci litosferice distincte: placa Est - Europeană, şi anume sectorul său sud - vestic, corespunzător Platformei Moldoveneşti, subplaca Moesică, respectiv sectorul ei nordic identificat cu Platforma Valahă şi subplaca Inter - Alpină, ultima divizată într-un bloc transilvan şi un altul pannonic.

La baza modelului lui Airinei stau anomaliile gravimetrice de mare regionalitate de maxim şi minim, de talie continentală sau subcontinentală. Autorul conturează o anomalie de talie continentală (*A*) şi trei anomalii subcontinentale (*B*, *C*, *D*; fig. 281). Anomaliile de minim se interpun între cele de maxim şi se suprapun, în principal, pe aria de orogen. Anomaliile de maxim corespund cu ariile rigide, cratonizate, aparţinând unor plăci şi subplăci identificate cu: segmentul sud - vestic al plăcii Est - Europene (*A*), subplaca Inter - Alpină (*B*), subplaca Moesică (*C*) şi subplaca Mării Negre (*D*).

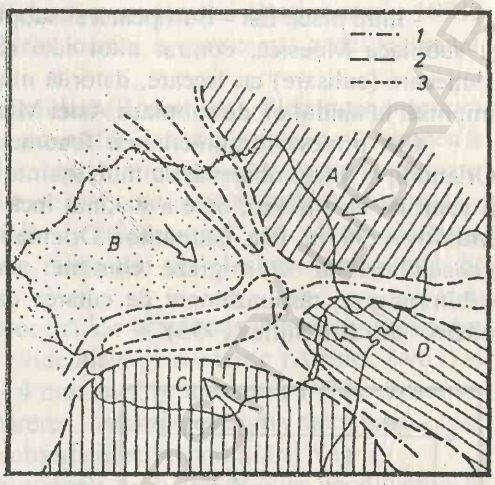


Fig. 281. Segmentele de plăci litosferice pe teritoriul României delimitate pe criterii gravimetrice (după Airinei, 1977): *A* – placa Est - Europeană; *B* – microplaca Inter - Alpină; *C* – microplaca Valahă; *D* – microplaca Mării Negre; *1* – axe de minim; *2* – limită anomalie de maxim; *3* – limită anomalie de minim.

Raporturile geodinamice între aceste plăci și subplăci răspunzătoare, de fapt, de edificarea orogenului carpatic ar fi următoarele:

- placa Est - Europeană se află în raport de subducție față de subplaca Inter - Alpină, generând compresiunile care au dat naștere Carpaților Orientali și eruptivului nou de la interior;

- subplăcile Inter - Alpină și Moesică se află în raport de subducție - coliziune răspunzătoare de ridicarea Meridionalilor și curbura acestora în zona de legătură cu Balcanii; seismele danubiene și banatice (Atanasiu, 1961) ar putea fi rezultatul unei subducții actuale, dar foarte atenuate a subplăcii Moesice sub cea Inter - Alpină (Airinei, 1982);

- subplaca Mării Negre suferă o afundare în astenosferă în raport cu subplaca Inter - Alpină, după un plan Benioff situat în zona triconfină Vrancea;

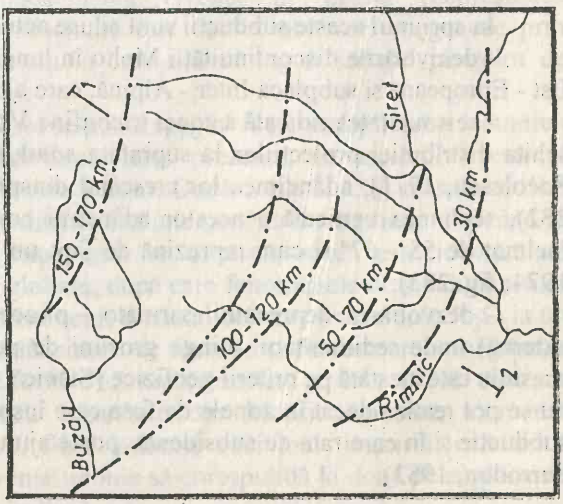


Fig. 282. Schița distribuției la suprafața solului a focarelor cutremurelor din regiunea Vrancea (din Ciocârdel, Socolescu, 1971).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- între placa Est - Europeană și subplaca Mării Negre, între aceasta din urmă și subplaca Moesică, contrar altor idei (Savu, 1980), ar exista după Airinei o alunecare (culisare) cu frecare, datorită mișcării mai mari a subplăcii Mării Negre, împinsă, la rândul ei, de subplaca Asiei Mici (Constantinescu, Enescu, 1985).

Cât privește argumentarea fenomenului de subducție din fața Carpaților Orientali, el a fost observat cu mult înainte de a se fi ajuns la această noțiune. Ideea îi aparține lui Mrazec, care a susținut încă din 1914 căderea în trepte a Platformei Moldovenești în fața Carpaților Orientali prin scufundări care au obligat axul geosinclinalului să migreze continuu spre exterior, exercitând o acțiune de subîmpingere, răspunzătoare de cutarea catenei carpatice; părerea a fost preluată ulterior de către Stille (1953).

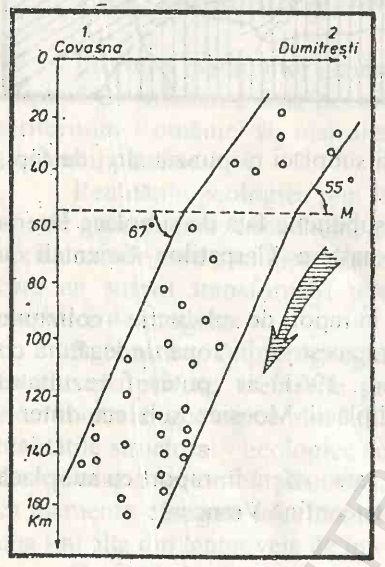


Fig. 283. Secțiune verticală prin zona epicentrală Vrancea (1 - 2) din figura 282), cu proiecția focarelor seismice sugerând caracteristicile unei dislocații de tip Benioff (din Radu, 1974).

În sprijinul acestei subducții sunt aduse actualmente următoarele argumente:

- denivelările discontinuității Moho în lungul zonei de adiacență dintre placa Est - Europeană și subplaca Inter - Alpină, care ajung până la 54 km;

- seismicitatea ridicată a zonei triconfine Vrancea; sugestivă în acest sens este schița distribuției proiecțiilor la suprafața solului a focarelor seismice (Ciocârdel, Socolescu, 1971), adâncimea lor crescând dinspre sud - est spre nord - vest (fig. 282); secțiunea verticală a acestor adâncimi conduce la situarea lor pe un plan înclinat de 55 - 67° și care reprezină de fapt un plan de forfecare Benioff (Radu, 1974; fig. 283);

- dezvoltarea depresiunii sarmato - pliocene Focșani - Odobești (avanfosa externă) unde sedimentarul atinge grosimi de peste 15 000 m; grosimea mare a acestuia este atestată pe criterii geofizice (Stănică, Stănică, 1981); asemenea grosimi nu se pot realiza decât în zonele de fose care însoțesc, după cum se știe, planele de subducție și în care rata de subsidență poate ajunge până la 500 m/1Ma (Masse, în Perrodon, 1983);

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- fluxul termic scăzut în zona de curbură a orogenului (Barbu *et al.*, 1981; Demetrescu *et al.*, 1983) și care se consideră tocmai o consecință a descendenței plăcilor în procesul de subducție;

- Formațiunea de Cândești, slab consolidată (Romanian - Pleistocen inferior) este cutată numai în sectorul de curbură, aproximativ între prelungirile sub orogen a faliilor Peceneaga - Camena și Călărași - Fierbinți (Intramoesică), tronson care pare să corespundă cu subplaca Mării Negre și care și-a continuat avansarea spre nord - vest, determinând prelungirea regimului compresional și după Miocen (Săndulescu, 1984); această fază de cutare târzie din ciclul alpin corespunde cu tectogeneza valahă (Stille, 1924);

- Depresiunea Bârsei, dacian - pleistocenă, de la interiorul curburii vrâncene, de fapt un sistem de grabene și horsturi, evidențiate gravimetric (Airinei, 1963) și cu o rată de subsidență destul de ridicată (- 4 mm/an; Cornea *et al.*, 1979), indică un regim distensional ce trebuie pus, după părerea noastră, pe seama stretching - ului plăcii obduse Inter - Alpine, care suportă subșariajul subplăcii Mării Negre.

După cum am văzut, Carpații Meridionali ar fi un produs geodinamic al contactului de paleosubducție și coliziune dintre subplaca Moesică și Inter - Alpină; efectele morfostructurale ale acestei paleosubducții cu coliziune ar fi atestate de următoarele date fizico - geologice (Airinei, 1982):

- prezența "pragului Valah" ca unul din suita de praguri, horsturi, cordiliere și depresiuni din fundamantul extern al geosinclinalului carpatic, descrise geofizic și prin foraje ca efect al bombamentului flancului nord - vestic al subplăcii Moesice în timpul plonjării ei în astenosferă; toate aceste structuri s-au realizat pe zona de distensiune din porțiunea externă a fosei oceanice;

- prezența anomaliei gravimetrice de minim din fața Carpaților Meridionali, ca efect al stivei groase de depozite post - jurasice din depresiunea premontană; ele s-au acumulat într-un bazin frontal instalat pe fosa oceanică creată în cursul procesului de subducție;

- morfologia discontinuității Moho, dedusă din datele gravimetrice și seismice arată o îngroșare mai mare a scoarței sub acest tronson carpatic (peste 40 km), corespunzând cu înrădăcinarea catenei în manta (depresiunea discontinuității Moho); această înrădăcinare este consecința unei orogeneze prin coliziune continent/continent, moment în care a avut loc și șariajul pânzelor de soclu continental (Getice).

Un alt element geologic pe care se poate sprijini ideea de aplicare a tectonicii plăcilor la evoluția teritoriului românesc este prezența, în sectorul intern al Carpaților Orientali, a lanțului vulcanic Terțiar. După Stille (1953) masa podolică înaintând sub Carpați a ajuns în condiții de fuziune generând magme și edificând în Mio - Pliocen lanțul vulcanic. După cum se observă, ideea este identică cu concepțiile moderne ale tectonicii globale, după care fenomenele de subducție sunt însoțite de un vulcanism preponderent acid; din analizele conținutului în K_2O la un procent de silice se dovedește că adâncimile de fuziune și de formare a magmelor cresc de le est spre vest, de la 130 la 165 km (Bocaletti *et al.*, 1973). Aceeași geneză este argumentată și pentru banatitele din Munții Apuseni, aici însă magmatismul respectiv subsecvent, fiind laramic, deci mai timpuriu; cele două aliniamente de magmatite subsecvente trebuie să corespundă la două paleoplane de consum dar cu inițiere diferențiată în timp.

În sfârșit, un ultim fapt care trebuie luat în considerație într-o asemenea analiză privește ofiolitele, cât și celelalte inițialite ce apar în diferitele unități structurale ale orogenului carpatic. Este vorba de magmatitele bazice și ultrabazice care apar în Munții Apuseni, Carpații Orientali, Carpații Meridionali și Orogenul Nord - Dobrogean (fig. 284).

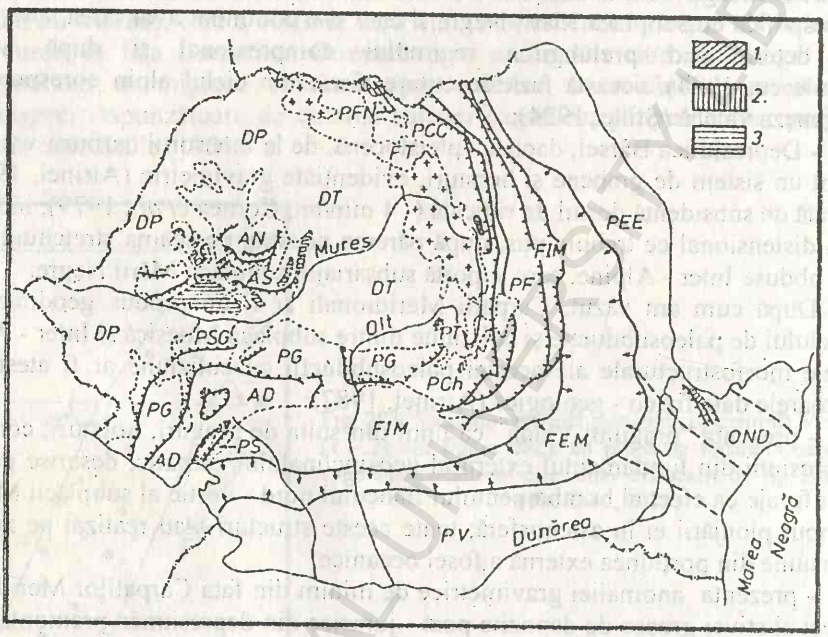


Fig. 284. Distribuția ofiolitelor alpine din România în relație cu unitățile structural - geologice (după Cioflică *et al.*, 1980):
1 – ofiolite în relație cu riftogeneză limitată; *2, 3* – ofiolite în relație cu expansiune de fund oceanic și de scoarță subțiată; *OND* – orogenul Nord - Dobrogean; *PI'* – Platforma Valahă; *PEE* – Platforma Est - Europeană; *FEM* – flancul extern al molasei; *FIM* – flancul intern al molasei; *PF* – pânzele flișului (Moldavide); *PCh* – Pânza de Ceahlău; *PFN* – Pânza Flișului Negru, *PS* – Pânza de Severin, *PI* – Pânzele Transilvane; *PCC* – Pânzele Central Est Carpatice; *FT* – Flișul Transcarpatic; *PG* – Pânza Getică; *PSG* – Pânza Supragetică; *AD* – Autohtonul Danubian; *AS* – Apusenii de Sud; *DT* – Depresiunea Transilvaniei; *DP* – Depresiunea Pannonică.

Sub raport tectonic, ofiolitele carpatice se găsesc în diverse situații și anume: în poziție autohtonă (Apusenii Sudici), în poziție alohtonă (Pânzele Transilvane), în pânze de șariaj (Flișul Negru, Ceahlău, Severin) sau ca olistolite (în wildflysch); vârsta lor se eșalonează destul de larg din Triasicul mediu și până în Cretacicul inferior.

Ele au fost global considerate la început ca fiind de fund oceanic, reprezentând produsul procesului de expansiune (spreading) a unor rifturi pe care s-a inițiat și lărgit geosinclinalul carpatic. Analiza din urmă a acestor magmatite a dus însă la concluzia că ele sunt în poziții diverse ca geneză și anume (Cioflică *et al.*, 1980; Savu, 1980; Săndulescu *et al.*, 1983; Săndulescu, Săndulescu, 1981; Savu *et al.*, 1986; Rădulescu *et al.*, 1993): o parte ar fi produse de expansiune (*sea*

floor spreading), rămăşiţe ale unei scoarţe oceanice parţial subduse, cum este cazul celor asociate pânzelor Transilvane din Carpaţii Orientali sau celor din Metaliferii Simici; parte au un caracter mai alcalin şi corespund unei scoarţe subţiate în regim de stretching, cazul celor din Flişul Negru, Pânza de Ceahlău, şi care în Pânza de Severin echivalentă, trec la ultrabazite de fund oceanic propriu - zis; probleme încă disputate ridică, după cum vom vedea, ofiolitele din Pânza de Niculitel a Orogenului Nord - Dobrogean, şi care par să corespundă unei riftogeneze limitate, specifică regiunilor de aulacogen (*short - lived rifting*).

12.2. Modelul structogenetic al Orogenului Carpatic

Dacă există un oarecare consens în ce priveşte repartiţia actuală a teritoriului românesc la sistemul de plăci litosferice, asupra recunoaşterii unor zone de subducţie cu vulcanismul aferent, cât şi a unui magmatism bazic, legat oricum de etapele preorogene, mecanismul geodinamic care a generat lanţul carpatic este conceput în moduri cu totul diferite.

O valorificare a acestor date a fost încercată într-o serie de modele geodinamice realizate de către Rădulescu, Săndulescu (1973), Bleahu (1973), Bocaletti *et al.* (1974), Herz, Savu (1974), Bleahu (1976), Săndulescu (1980); modelul prezentat iniţial de Rădulescu, Săndulescu a fost uşor amendat ulterior (Săndulescu, 1980), ocazie cu care se face şi o privire critică a celorlalte modele cunoscute.

Ne vom opri cu unele detalii asupra modelului Rădulescu, Săndulescu (1973) care, cel puţin până în prezent, se consideră a fi cel mai bine circumscris realităţilor geologice. Conform cu modelul acestor autori, consolidarea ariei carpatice la finele orogenezei hercinice a determinat realizarea unui bloc sialic rigid, unic. Începând din Triasic are loc fragmentarea blocului sialic instalându-se două bazine pe zone de rifting şi apoi spreading. Este vorba de un bazin estic corespunzător suturii ofiolitice din zona Flişului Negru, a Pânzei de Ceahlău şi de Severin şi altul vestic, suprapus ofiolitelor din Apusenii Sudici şi celor din subasmentul Bazinului Transilvaniei.

Durata de expansiune s-a extins în timp din Triasicul mediu şi până în Cretacicul inferior (Neocomian). Între bazinul estic şi cel vestic (Tethysian), blocurile continentale erau constituite din placa Est - Europeană, blocul Transilvan (Central - Carpatic) şi blocul Pannonic (fig. 285).

După Neocomian se iniţiază etapa compresivă care urmează distensiunii, ducând la apropierea blocurilor sialice concomitent cu pocesul de subducţie. Principalele etape ale deformărilor corespunzătoare scurtărilor de scoarţă s-au consumat în Cretacicul mediu (tectogeneza austrică) şi superior (laramică), când s-au realizat atât unităţile central - carpatice (Dacidele Mediane, Externe şi Marginale), cât şi cele occidentale (Dacidele Interne şi Transilvane), constituind internidele; în tectogenezele din Miocen a avut loc edificarea Moldavidelor, constituind externidele (fig. 286). Deformările din prima etapă au afectat mai ales sedimentele de eugeosinclinal asociate cu ofiolite şi care numai în parte s-au conservat, în majoritate fiind consumate pe cele două zone de subducţie; în

tectogenezele miocene, sedimentele deformate corespund sectorului de miogeosinclinal al ariei de sedimentare, evoluat pe un substrat sialic lipsit de magmatite.

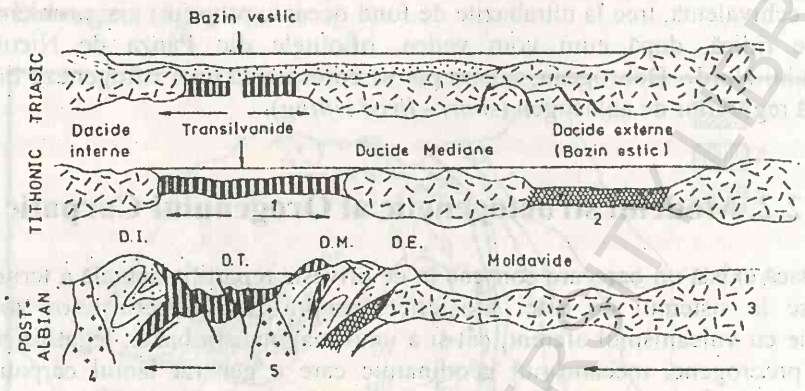


Fig. 285. Model cinematic al structogenezei ariei carpatice (după Săndulescu, 1981, 1984): *1* – scoarță oceanică; *2* – scoarță subțiată; *3* – scoarță continentală; *4* – Banatite (laramice); *5* – vulcanite neogene.

Orientarea planelor de subducție a fost dinspre est spre vest; din acest punct de vedere, vergențele pânzelor de șariaj din Munții Apuseni, cu orientare dinspre sud spre nord, apar ca o anomalie; după Săndulescu (1984), faptul se explică prin rotirea acestora în sensul acelor de ceasornic după marea decroșare sud - transilvană.

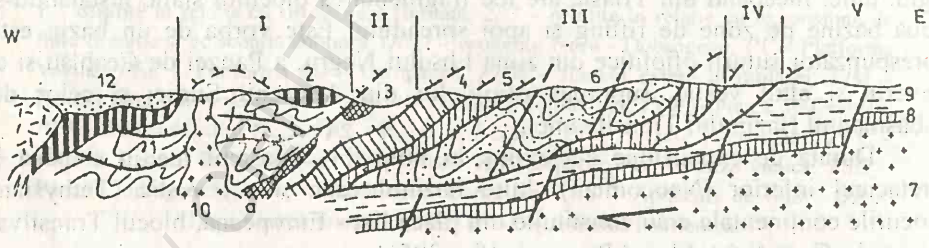


Fig. 286. Structura generală a Carpaților Orientali cu recunoașterea elementelor evolutive ale unui orogen și în special a polarității geosinclinale și tectogenetice:

I, II - Dacide Mediane și Externe asociate cu ofiolite de tip eugeosinclinal edificate în tectogenezele cretacice (pânze de forfecare si decolare); *1* – sistemul Pânzelor Bucovinice; *2* – Pânze Transilvane; *3* – Pânza de Ceahlău; *a* – ofiolite în sutura est - carpatică; *III – Moldavide* - pânzele flișului fără ofiolite de supracutare și decolare (miogeosinclinal) generate în tectogenezele din Miocen; *4* – Pânza de Teleajen; *5* – Pânza de Audia; *6* – Pânza de Tarcău și Pânza de Vrancea; *IV – Zona de Molasă* (avanfosa carpatică); *V – Zona de avant - pays* (Vorland) a Platformei Moldovenești subsariată (placa Est - Europeană); *7* – soclu proterozoic; *8* – cuvertură paleozoico - mezozoică; *9* – Terțiar; *10* – vulcanite neogene de subducție; *11* – ofiolite în sutura tethysiană; *12* - Bazinul Transilvaniei (posttectonic și molasic).

Banatitele senonian - paleocene din Munții Apuseni și Carpații Meridionali și eruptivul neogen din Carpații Orientali reprezintă vulcanite de subducție apărute ca urmare a descendenței și fuziunii scoarței ensimatice și ensialice sub blocurile transilvan și pannonic, adică a subducției decalate în timp pentru cele două bazine, estic și vestic.

În concepția lui Săndulescu (1980, 1984) subșariajul blocurilor sialice din Vorland nu s-a făcut unitar. Ele au fost separate de falii crustale, suferind scurtări și consumări diferențiate. Activarea unora și blocarea altora ar explica, după autor, amploarea diferențiată a subșariajelor pe zone, de unde, probabil, absența banatitelor în Carpații Orientali și a vulcanitelor neogene în Carpații Meridionali; numai așa se poate explica avansarea și după Miocen a tronsonului dintre faliile Peceneaga - Camena și Călărași - Fierbinți, și care a prelungit, după cum am văzut, regimul compresional din zona de curbură, determinând cea mai nouă fază tectogenetică din ciclul alpin dar și seismicitatea ridicată a zonei Vrancea.

12.3. Structogeneza Orogenului Nord - Dobrogean

Eduard Suess (1902) este primul autor care intuiește statutul particular al Orogenului Nord Dobrogean, încadrându-l în așa - zisa catenă chimerică, împreună cu Crimeea alpină; ideea este reluată și argumentată ulterior de către Murgoci (1911) care însă includea în aria chimerică și restul Dobrogei. Stille (1953) observă apoi că această catenă provine dintr-un geosinclinal aparte, separat de cel alpino - carpatic, cutat și consolidat treptat și succesiv, dinspre vest spre est din hercinic și până în tectogenezele alpine timpurii și târzii; spre nord, geosinclinalul se mărginea cu Fenosarmația, respectiv Platforma Est - Europeană, iar spre sud cu Pragul Euxinic, de fapt, Platforma Moesică, ce se prelungea spre est cu sectorul actual al Mării Negre care nu era deschisă încă (fig. 287).

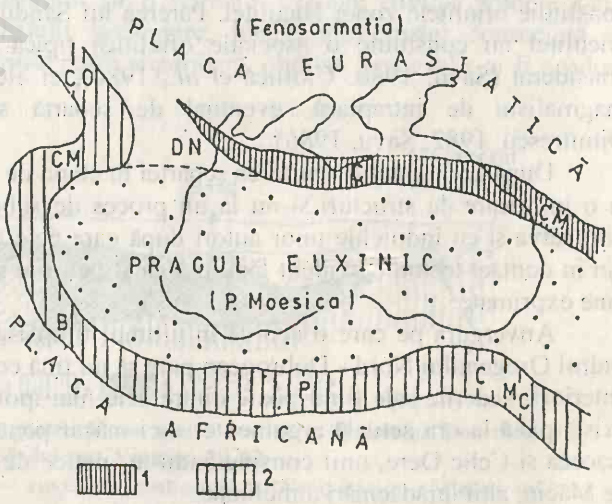


Fig. 287. Schița celor două arii geosinclinale Paleo - și Neotethys în ideea lui Stille, reluată de Sengor (1984), Sengor *et al.*, (1984): *1* – Paleotethys (Cimmeride); *2* – Neotethys (Alpide); *DN* – Dobrogea de Nord; *C* – Crimeea; *CM* – Caucazul Mare; *CO* – Carpații Orientali; *CM* – Carpații Meridionali; *B* – Balcanii; *P* – Pontide; *CMc* – Caucazul Mic.

Cercetările ulterioare ale geologilor români au confirmat apartenența Orogenului Nord - Dobrogean la regiunile de cutare alpină, presupunându-se proveniența sa dintr-un geosinclinal particular intracratonic, de vârstă hercinică, dar cu o existență prelungită până în tectogenezele alpine timpurii (cimmeriene). De asemenea, s-a argumentat existența a trei unități și anume, pânzele de Măcin, Niculițel și Tulcea, cea de Niculițel caracterizându-se prin prezența unui magmatism bimodal de vârstă triasică (Savul, 1935; Atanasiu, 1940; Patrulius *et al.*, 1974; Mureșan, 1975; Ianovici *et al.*, 1961; Mirăuță, Mirăuță, 1965; Rădulescu *et al.*, 1976; Săndulescu, 1984 ș. a).

Apariția conceptului de tectonică globală a repus în discuție problemele acestui orogen particular, primele modele fiind lansate de o serie de autori străini (Hsü, Nacev, Vucev, 1977; Dercourt *et al.*, 1984; Sengör, 1984; Sengör *et al.*, 1984). Aceștia pleacă de la presupunerea inițială după care au existat, de fapt, două zone oceanice paralele, una inter și pericratonică și alta intracratonică, prima constituind Neotethysul, iar cea de a două Paleotethysul. Paleotethysul s-a închis de timpuriu în tectogenezele cimmeriene, iar Neotethysul în tectogenezele alpine târzii cretacic - miocene; primele au generat Cimmeridele, celelalte Alpidele. După Sengör, ambele s-au închis și cutat în legătură cu deschiderea Atlanticului, tectogenezele menționate suprapunându-se, de fapt, cu momentele de maximă expansiune din lărgirea acestuia.

În acest context paleotectonic Orogenul Nord - Dobrogean ar corespunde cu sectorul extrem vestic al Paleotethysului, adică cu o zonă de sphenocasm (terminația unui ocean simatic în triunghi).

În ce privește modelul de evoluție a catenei, pentru geologii străini zona Niculițel constituie o sutură ofiolitică, deci cicatrice a oceanului Paleotethys. După Hsü *et al.* (1977) paleoplanul de consum a fost orientat spre nord - est, catena având o structură bilaterală, în timp ce Sengör consideră că, din contră, el a avut o orientare sud - vestică, rezultând structuri cu vergență nord - estică.

Problema principală însă, în legătură cu Orogenul Nord - Dobrogean o constituie ofiolitele zonei Niculițel. Părerea lui Săndulescu este că bazaltele zonei Niculițel nu constituie o asociație ofiolitică tipică de fund oceanic, cum s-a considerat (Savu, 1980; Cioflică *et al.*, 1980), ci ele reprezintă mai degrabă un magmatism de intraplacă, eventual de scoarță sialică subțiată (Rădulescu, Dimitrescu, 1982; Savu, 1986).

După același autor scurtarea scoarței în etapa de compresiune a dus mai mult la o imbricare de structuri și nu la un proces de subducție tipic; ideea se acordă întrucâtva și cu îndoielile unor autori după care cele trei unități nord - dobrogene vin în contact tectonic evident fără însă ca structurile să aibă vergențe nord - estice bine exprimate.

Anvergura pe care o acordă în ultimul timp Balintoni (1996) sariajelor din cadrul Orogenului Nord - Dobrogean pare să nu țină cont de considerațiile autorilor anteriori, vederile sale fiind poate dintre cele mai ipotetice, dacă ne gândim că nu există până la ora actuală argumente nici măcar pentru insulele de cristalin de la Isaccea și Celic Dere, unii considerându-le petice de acoperire aparținând Pânzei de Măcin, alții înrădăcinări anticlinale.

12.4. Problemele structogenetice ale Bazinului Transilvaniei

Bazinul Transilvaniei reprezintă cea mai mare depresiune molasică neogenă de pe teritoriul românesc. Păreri mai vechi susținute și în lucrări mai recente (Mutihac, 1990), consideră că fundamentul bazinului este cristalino - mezozoic și a evoluat în ciclul alpin ca bloc continental rigid, nefiind mobilizat tectonic; cu alte cuvinte el ar fi jucat rol de masiv median.

În sensul acesta se aduc următoarele argumente: rolul de contrafort determinând răsfrângerile opuse ale structurilor din Carpații Orientali și Munții Apuseni; în tectogenezele cretacice și miocene, structurile carpatice ar fi ocolit această masă rigidă, determinând curburile cunoscute; se consideră că nu se poate susține o continuare a Apusenilor Sudici (Simici) pe sub Bazinul Transilvaniei spre klippele pienine; anomaliile gravimetrică și magnetică (Gavăt *et al.*, 1973) de pe zonele ridicate, ar fi date de corpuri bazaltice care străpung cristalinul, neavând deci statutul de ofiolite; Triasicul dolomitic cu diaclaze anhidritice întâlnit în forajele de la Agnita și Ucea ar indica un facies epicontinental de adâncimi usoare, de tip germanic, specific bazinelor cu stabilitate tectonică.

Un model structogenetic interesant este cel care pleacă de la conceptul de tectonică a plăcilor (Bleahu *et al.*, 1973; Bocaletti *et al.*, 1974; Morelli *et al.*, 1976). După modelul lui Bleahu *et al.* (1973), Bazinul Transilvaniei ar fi de *tip retroarc*, Carpații Orientali fiind generați în cadrul coliziunii placă continentală - arc insular. În acest context elementele geotectonice ar fi de la est spre vest următoarele: Platforma Moldovenească (placa Est - Europeană – continent); geosinclinalul aferent Dacidelor Externe și Moldavidelor (ocean); fosă, arc cutat (Carpații Orientali); arc magmatic (vulcanismul neogen - cuaternar); bazin retroarc (Bazinul Transilvaniei). După autori, Bazinul Pannonic are aceeași origine, realizându-se în spatele arcului montan al Apusenilor; în acest cuplu, Bazinul Transilvaniei ar fi bazin interarc, iar Bazinul Pannonic ar fi retroarc. Cu alte cuvinte ambele s-au format în urma unor expansiuni secundare, locale ale crustei consecință a distensiunilor la care a fost supusă placa superioară, obdusă; procesul s-ar fi produs în Terțiarul târziu.

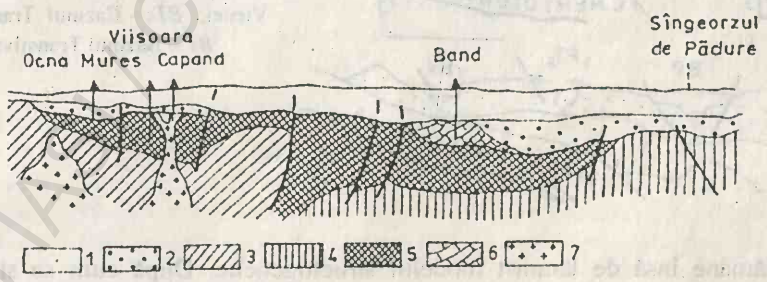


Fig. 288. Secțiune structurală sintetică prin partea centrală a Bazinului Transilvaniei (după Săndulescu, Visarion, 1978):
1 – cuvertura molasică; *2* – cuvertura posttectonică (Neocretacic - Miocen inf.); *Fundamentul*: *3* – Dacide Interne; *4* – Dacide Mediane; *5* – ofiolite mezozoice (sutura tethysiană); *6* – calcare neojurasic - urgoniene (Dacide Transilvane); *7* – Banatite.

Acest model a fost contestat de către Săndulescu și Visarion (1978), argumentându-se că ofiolitele din subasmentul bazinului nu pot fi de vârstă terțiară; ele aparțin suturii tethysiene și sunt mult mai vechi (fig. 288). Interceptarea în forajul de la Band a seriei calcaroase transilvane, jurasic superior - urgoniană, care plachează pe ofiolite, demonstrează legătura acestora cu cele din Apusenii Sudici; prezența ofiolitelor legate de sutura tethysiană este demonstrată și indirect de remanierea lor în depozitele oligo - miocene, aparținând etapei posttectogenetice din evoluția bazinului.

Se consideră că anomalia magnetică pozitivă care acoperă zona centrală a bazinului nu poate fi justificată decât de o masă de ofiolite aflată în subasmentul regiunii (Cristescu *et al.*, 1965). Aceasta se conjugă și cu una de maxim gravimetric dată de aceeași masă de ofiolite străpunsă, de fapt, în forajele de la Zoreni, Viișoara, Copand și Ocna Mureș. Marginea orientală a depresiunii este dominată de o anomalie gravimetrică de minim, explicată de diferențele de densitate dintre cristalin (2,70) și ofiolite (2,95 g/cm³).

În concluzie, cele mai multe date converg spre ideea că în evoluția Bazinului Transilvaniei se disting două etape, una post - tectogenetică (Cenomanian - Miocen inferior) și o alta molasică, începută din Badenian, și că el are ca fundament structuri carpatice șariate aparținând Dacidelor Interne, Dacidelor Transilvane (sutura tethysiană) și Dacidelor Mediane (Săndulescu, 1984), idee presupusă de fapt încă de Popescu - Voitești (1935).

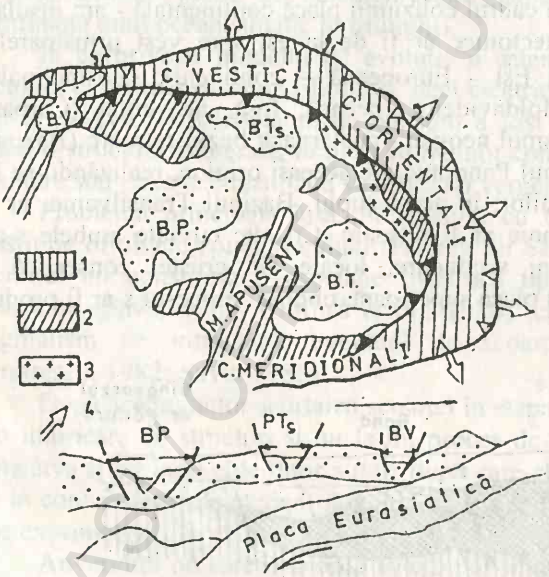


Fig. 289. Schița bazinelor intracarpatice și modelul lor genetic (după Royden, 1985):
1 – Externide (flis); *2* – Internide (zone cristalino - mezozoice); *3* – vulcanite neogen - cuaternare; *4* – sensul șariajelor în urma subducției cu extensiunea plăcii obduse; *BP* – Bazinul Pannonic; *V* – Bazinul Vienei; *BTs* – Bazinul Transcarpatic; *BT* – Bazinul Transilvaniei.

Rămâne însă de lămurit modelul structogenetic. După cum se știe, el se integrează bazinelor intracarpatice, alături de bazinele Pannonic, Transcarpatic, Sava, Drava, Vienei ș.a. Numeroși autori susțin că întreg ansamblul de bazine din sistemul pannonic reprezintă rezultatul unei tectonici combinate de tip back - arc și de transcurență (Royden, Horvath, 1983; Burchfiel, Royden, 1982; Royden, 1985;

Royden, Burchfiel, 1988; Einsele, 1992). Mai precis, se consideră că în procesul de șariaj carpatic, placa superioară a fost supusă unei distensiuni ca urmare a subducției plăcilor Est și Nord Europene (fig. 289); cu alte cuvinte, bazinele din sistemul pannonic, intramontane ar fi rezultatul subțierii crustei continentale, deci bazine extensionale, de tip back - arc, inițiate și lărgite în lungul unor falii transcurente, conjugate. După aceiași autori, extensiunea est - vest din spatele catenei a fost egală și, în același timp, legată spațial și temporal de scurtările suferite în zona de orogen (Burchfiel, Royden, 1982; Royden, Burchfiel, 1988; Csontos *et al.*, 1992).

În cadrul bazinelor din sistemul Pannonic (intracarpatice), Bazinul Transilvaniei, pare să aibă un statut cu totul aparte (Royden, 1988). Genetic, el este considerat a fi non - extensional cu toată suprapunerea evidentă dintre momentul declanșării subsidenței active (Badenian) și realizarea celor mai ample șariaje carpatice, în faza de scurtare neostirică. Subsidența lui se pune mai degrabă pe seama unui proces de sucțiune (*dragged down*) datorat migrării prograde a subducției plăcii Est - Europene sub arcul carpatic.

Este de reținut, în final, că după clasificarea lui Ricci Lucchi (1984), bazinele intracarpatice din sistemul Pannonic, sunt bazine molasice extensionale de Hinterland (*retrodeep molasse basins* - sens Nikishin et al., 1997), opuse celor compresionale de Vorland (*foredeep molasse basins*), corespunzătoare avanfosei carpatice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

GLOSAR

Back thrust. O falie de încălecare în care direcția aparentă de mișcare este inversă față de direcția regională de transport a pânzei; echivalent **cu hinterland vergent thrust**; retroîncălecare, retroșariaj.

Blind thrust. O structură de încălecare îmbricată (imbricate fan) îngropată și în care stratele acoperitoare sunt supuse la o scurtare, determinând fie cutarea, fie apariția clivajului; este opusul lui **emergent thrust**.

Box fold. Cută cu zona axială plată si flancurile abrupte; cută cufăr.

Braided fault system. Complex structural în care mai multe falii se ramifică și apoi se reunesc (anostomosing).

Buckle fold. Cută formată prin flexurarea unui strat după un stress aplicat paralel acestuia; sinonim cu **flexured fold.**

Convergent bend. Curbura unei falii de tip strike - slip care determină în final o scurtare a scoarței în apropierea acesteia; sinonim cu **restraining bend, closing bend** sau **compressional bend** (7).

Conjugate folds. Perechi de cute cu înclinări opuse și ale căror plane axiale sunt orientate unul spre altul (Ramsay, 1962).

Convergent fault. Falie de tip strike - slip, de-a lungul căreia deformarea este însoțită de o scurtare perpendiculară pe falie; sinonim cu **transpresional fault.**

Corrugated or **bumpy roof duplex.** O structură de tip duplex în care falia de încălecare din acoperis este încrețită sau cutată.

Cut off line. Linia de intersecție dintre o suprafață de încălecare și o oarecare limită stratigrafică.

Cut off point. Punctul de intersectie dintre cut off line și suprafața de eroziune; el se poate figura mai ales în secțiune transversală.

Detachment fold. Cute realizate în procesul de decolare a unei cuverturi plastice și care se face după un plan de încălecare orizontal si nu în rampă (Jameson, 1987; 19).

Divergent bend. Curbură a unei falii de tip strike - slip care determină în final o extensie în apropierea ei; sinonim cu **releasing bend, opening bend** sau **extensional bend** (8).

Divergent fault. Falie de tip strike - slip de-a lungul căreia deformarea este însoțită de o extensie perpendiculară pe ea; sinonim cu **transtensional fault.**

Drag fold. Cută de antrenare; alături de cutele de drapare, ele fac parte din așa - numitele **forced folds.**

Drape folds. Cute de drapare sau de compactare: sunt specifice cuverturilor platformice care se supun pasiv configurației structurilor subjacente (de obicei un bloc faliat al soclului); un exemplu de astfel de cute sunt anticlinalele de tasare diferențială.

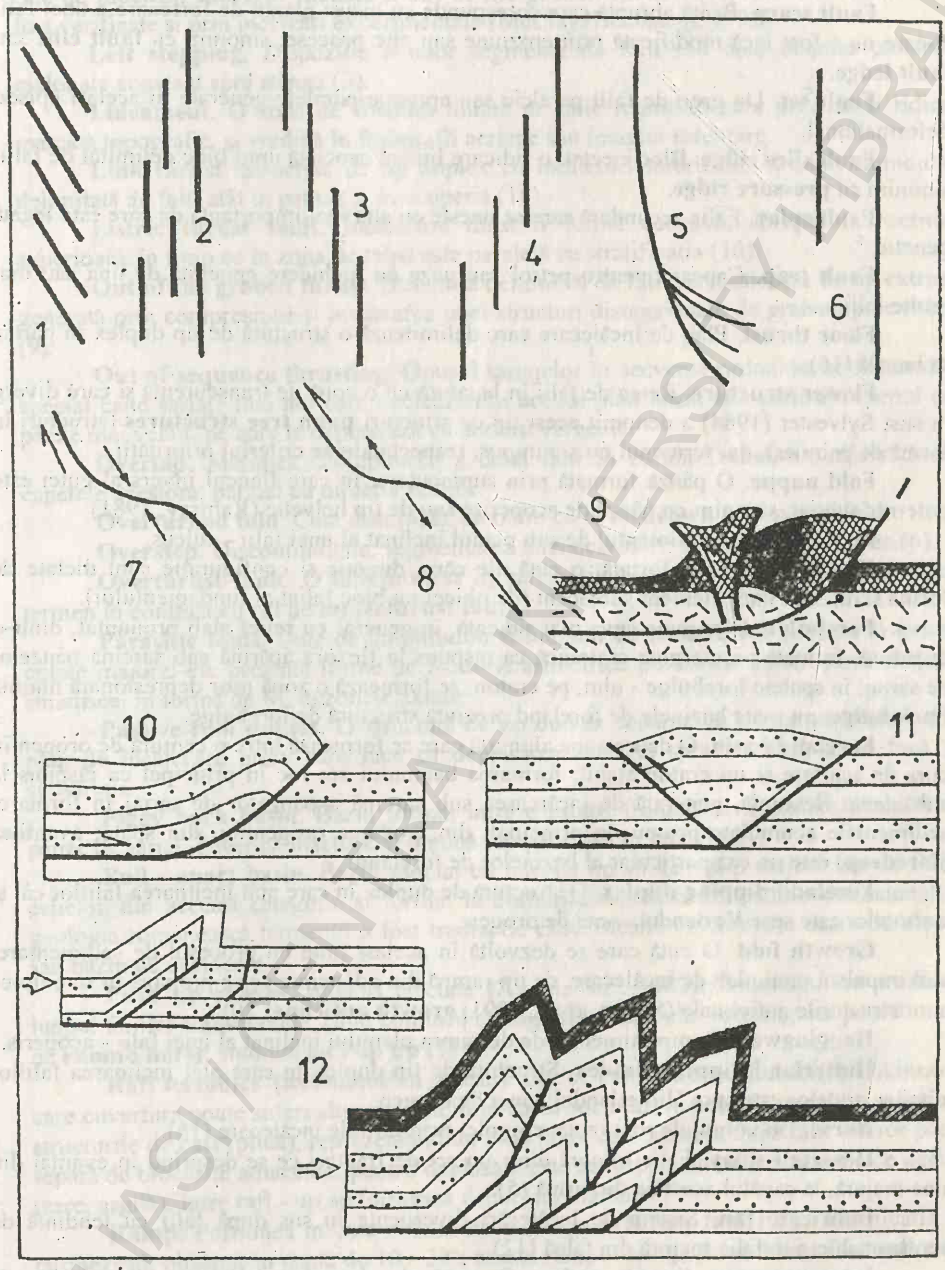
Duplex. Complex structural alohton delimitat atât în partea inferioară cât si în partea superioară de plane de șariaj (**floor thrust**, respectiv **roof thrust**), în interiorul căruia se include o suită de încălecări imbricate cu înclinări mai mari (13, 16).

Emergent thrust. Structură de încălecare ajunsă la nivelul de eroziune.

En echelon. Dispunerea oblică și aproximativ paralelă a două sau mai multe falii sau cute (1).

Fabric. Suma trăsăturilor structurale și texturale ale unei roci.

Fault bend fold. O structură pereche anticlinal - sinclinal generată după o încălecare în rampă (Suppe, 1983; 17).



Schematizarea unor elemente structurale incluse în glosarul de termeni tectonici (după: Bates, Jackson, 1980; Biddle, Christie - Blick, 1985; Ramsay, Huber, 1987; McClay, 1992).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fault propagation fold. O cută generată prin propagarea unei încălecări în rampă în strate nedeformate.

Fault scarp. Pantă abruptă care corespunde cu însuși planul de forfecare a unei falii și care nu a fost încă modificată prin eroziune sau alte procese; sinonim cu **fault cliff** sau **fault ledge.**

Fault set. Un grup de falii paralele sau aproape paralele generate în același episod deformațional.

Fault slice ridge. Bloc ejectat; o ridicare liniară asociată unui bloc delimitat de falii; sinonim cu **pressure ridge.**

Fault splay. Falie secundară care se unește cu alta mai importantă de care este legată genetic.

Fault trap. Capcană pentru petrol sau gaze cu închidere generată de una sau mai multe falii.

Floor thrust. Plan de încălecare care delimitează o structură de tip duplex în partea sa bazală (16).

Flower structure. Rețea de falii în legătură cu o zonă de transcurență și care diverg în sus; Sylvester (1984) a denumit acest tip de srtucturi **palm tree structures** (structuri în formă de palmier), dar termenul nu s-a impus, respectându-se criteriul priorității.

Fold nappe. O pânză formată prin supracutare, în care flancul invers al cutei este puternic subțiat; sinonim cu pânză de acoperire sau de tip helvetic (Ramsay, 1981)

Footwall. Compartimentul de sub planul înclinat al unei falii - culcuș.

Forced fold. Cută forțată; o cută ale cărei direcție și configurație sunt dictate de forma și direcția unui element subjacent (de obicei un bloc faliat al fundamentului).

Forebulge. O regiune ceva mai ridicată, în general cu relief slab pronunțat, dintr-o avanfosă, formată pe margine cratonică ca răspuns la flexura apărută sub sarcina pânzelor de șariaj; în spatele forebulge - ului, pe craton, se formează o zonă ușor depresionară numită **back bulge**; nu toate bazinele de foreland prezintă structură de forebulge.

Foreland basin. O depresiune alungită care se formează între o centură de orogen în curs de scurtare și un craton stabil; formarea bazinului are loc în principal ca răspuns la subsidența flexurală, generată de încărcarea sub sarcină a pânzelor de șariaj în formare; sedimentele acumulate provin, în principal, din erodarea orogenului din spate; avanfosa (**foredeep**) este un caz particular al bazinelor de foreland.

Foreland dipping duplex. O structură de duplex în care atât înclinarea faliilor cât și a stratelor este spre Vorlandul zonei de orogen.

Growth fold. O cută care se dezvoltă în același timp cu procesul de sedimentare, sub impulsul unui plan de încălecare, de tip rampă din adâncime ce se propagă în sus; tipice sunt structurile anticlinale (Suppe, et al., 1991; **growth anticline;** 20).

Hangingwall. Compartimentul de deasupra planului înclinat al unei falii - acoperiș.

Hinterland dipping duplex. Structură de tip duplex în care atât înclinarea faliilor cât și a stratelor este spre Hinterlandul zonei de orogen.

Horse. Un volum de roci izolat complet prin falii de încălecare (16).

Horsetail splay. Falie minoră dintr-un set de fracturi ce se desprind în evantai din una majoră, la capătul acesteia din urmă (5).

Imbricate fan. Sistem de încălecări divergente în sus după falii cu tendință de înmănunchiere în falia majoră din talpă (12).

Intercutaneous thrust wedge. O pană de depozite delimitată de o falie de încălecare la talpă și un plan de încălecare pasiv în acoperiș (15).

Inversion tectonics. Schimbarea stilului structural de la distensiune la compresiune în momentul în care bazinele extensionale suferă o scurtare și devin regiuni cu relief structural pozitiv; inversiunea tectonică implică reactivarea faliilor normale distensionale și transformarea lor în falii inverse sau chiar încălecări. Acest concept a fost dezvoltat de către

Cooper şi Williams (1989); structurile de încălecare în cazul bazinelor "inversate" includ pe cele de **footwall shortcut thrusts** şi **out of the graben thrusts** (9); asemenea structuri au fost verificate şi prin încercări experimentale (McClay, Buchanan, 1992).

Left stepping. Dispoziţie a unor segmente de falii sau cute dispuse paralel şi eşalonate constant spre stânga (3).

Lineament. O zonă de fractură liniară de talie regională care prezintă o ridicare marcată topografic, şi vizibilă în fotografii aeriene sau imagini satelitare.

Link thrust. Structură de tip duplex cu încălecări imbricate, obişnuit sigmoidale, delimitată de falii atât în pat cât şi în acoperiş (16).

Listric thrust fault. Încălecare după o formă concavă, abruptă în secţiunea superioară, în timp ce în zona de talpă este paralelă cu stratificaţia (10).

Out of the graben thrust. Structură delimitată de falii cu încălecare de tip extrusiv, generată prin compresiune şi inversarea unei structuri distensionale de graben, preexistente (9).

Out of sequence thrusting. Opusul sariajelor în secvenţe ordonate; se formează în special când sariaje mai noi care nuclează din acelaşi plan bazal taie părţi din corpul unor pânze mai vechi, pe care le deplasează cu aceeaşi vergenţă.

Overlap. Mărimea suprapunerii a două falii în eşalon (**echelon**), măsurată între capetele acestora, paralel cu direcţia faliilor.

Overturned fold. Cută răsturnată; sinonim cu **overthrown fold** şi **overfold**.

Overstep. Discontinuitate; segmentarea unei decroşări; sinonim cu **stepover** (6).

Overthrust fault. O falie inversă în care activ este compartimentul din acoperiş; termen în contrast cu cel de **underthrust fault**.

Parasitic folds. Cute de amplitudini şi lungimi de undă reduse, situate în structuri cutate majore; ele prezintă forme de S sau Z asimetrice pe flancurile structurii majore şi simetrice, în formă de M, în zonele axiale.

Passive roof duplex. O structură de tip duplex separată la partea superioară de un plan de încălecare pasiv care face ca deplasarea acesteia spre Vorland să se facă prin subşariaj.

Piggy back basin. Bazin format între o rampă frontală cu înclinare mare, a unei pânze de şariaj, devenită inactivă, şi o nouă rampă activă în faţa ei (14).

Pull - apart basin. Bazin asociat cu falii de tip strike - slip majore sau cu falii en echelon din aceeaşi categorie şi format la curburile sau discontinuităţile extensionale; în geologia românească termenul a fost tradus de către Bleahu (1989) prin bazin de separare sau bazin de desfacere.

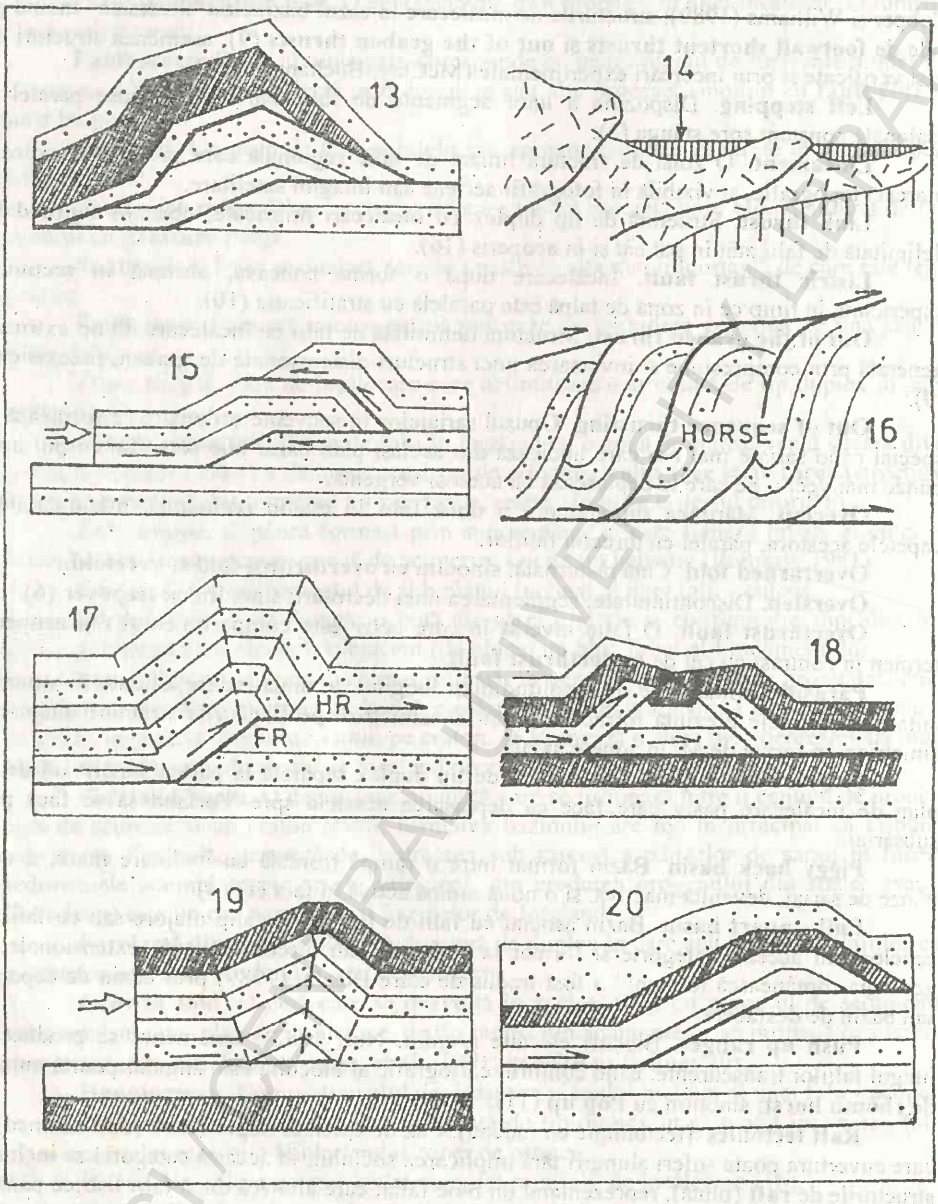
Push up ranges. Blocuri ejectate (Aydin, Nur, 1982); fenomenul se produce în lungul faliilor transcurente; când conturul cartografic al blocului este angular poartă numele de **rhomb horst**; sinonim cu **Pop up** (11).

Raft tectonics (tectonique en radeau). Caz de extensie superficială (thin skinned) în care cuvertura poate suferi alungiri fără implicarea soclului; în această categorie se includ şi structurile de **raft** (plută), reprezentând un bloc faliat care alunecă după falii listrice până se separă de blocurile adiacente; pentru deplasare este nevoie de un orizont plastic de decolare (sare, argilă); între raft - uri se formează depocentre izolate.

Ramp. Porţiunea în care o falie de încălecare (**thrust fault**) taie stratificaţia de-a curmezişul, obişnuit în pantă de 10 - 30°; aceste rampe sunt de două feluri: **footwall ramps** (FR - 17) şi **hangingwall ramps** (HR - 17).

Relay pattern. Aranjament în stil "şindrilă" a faliilor sau cutelor; există autori care nu fac distincţie între aranjamentul en echelon şi în relay (releu; 2).

Reverse fault. Falie înclinată în lungul căreia compartimentul din acoperiş este ridicat faţă de cel din culcuş (Lindgren, 1933).



Schematizarea unor elemente structurale incluse în glosarul de termeni tectonici (după: Bates, Jackson, 1980; Biddle, Christie - Blick, 1985; Ramsay, Huber, 1987; McClay, 1992).

BCU "SIMION BĂRNUȚIU" UNIVERSITY LIBRARY

Right stepping. Dispoziția unor segmente de falii sau cute dispuse paralel și ordonate spre dreapta (4).

Rodding. Fabric liniar în rocile din zona axială a cutelor majore, paralel la axele cutelor parazite; specifice sunt structurile de **quartz rods**, de cutare a diaclazelor cu cuarț sau separarea acestora în procesul de budinaj.

Roofthrust. Plan de încălecare ce delimitează o structură de duplex în partea superioară (16).

Root. Resturi din urmă ale unei pânze de sariaj, respectiv din zona ei de rădăcină (Heritsch, 1923).

Sag. O depresiune a scoarței cu extindere regională care formează un bazin sedimentar puțin adânc și cu flancuri slab înclinate; aproximativ echivalent cu sinecliză.

Separation. Distanța dintre două falii en echelon, măsurată perpendicular pe direcția faliilor (Rodgers, 1980); nu trebuie confundată cu separația sau săritura aparentă a faliilor care este distanța măsurată pe o direcție dată între cele două părți ale unui orizont reper, deplasate de o falie sau între un strat reper dintr-un compartiment și prelungirea aceluiași strat reper din compartimentul opus.

Shear fold. Cută generată prin forfecarea și alunecarea straturilor în lungul unor suprafețe paralele cu planul axial; sinonim cu **slip fold**, **glide fold** sau **cleavage fold**.

Slickenside. Suprafața netedă și lustruită din planul unei falii, generată în procesul de fracturare cu frecare între compartimente.

Slide fault. Termen propus de Fleuty (1964) și sinonim cu cuta falie (fold fault).

Strike slip. Componenta deplasării care este paralelă cu direcția faliei; sinonim cu **horizontal displacement** și **horizontal separation**.

Strike slip fault. O falie a cărei deplasare primară se face paralel cu direcția acesteia.

Tear fault. Decrosare paralelă cu direcția de avansare a unei pânze de sariaj; este considerată din grupul de falii de tip strike slip, și care, de fapt, separă pânza în două segmente cu deplasare diferențiată; sinonim cu **transverse fault**.

Terrane. Un bloc delimitat de falii și cu evoluție diferită de a celor adiacente. Este considerat a fi un fragment discret de roci alohtone de origine continentală sau oceanică, alipit prin acretare unui craton, la o margine activă; termen folosit mai ales de geologii americani.

Thin skinned tectonics. Stil tectonic, caracteristic cuverturilor sedimentare, care sunt detașate și scurtate independent de soclu.

Thrust fault. Falie inversă cu înclinare mică.

Thrust sheet. Volum de roci delimitat la partea inferioară de o falie cu încălecare; sinonim cu **thrust nappe**, respectiv pânză de sariaj.

Thrust slice. Un pachet de depozite relativ subțire, delimitat de falii de încălecare.

Transcurrent fault. Falie de tip strike slip, de talie regională și cu înclinări mari; unii autori folosesc termenul pentru faliile care traversează întreaga litosferă, în timp ce există și utilizarea lui ca sinonim pentru decroșări de tip strike slip sau **wrench fault**; Sylvester (1988) propune utilizarea termenului pentru faliile intraplacă cu înrădăcinare în crustă.

Triangle zone. O combinare a două încălecări cu suprafața de detașare comună și cu vergențe opuse, formând astfel o zonă triangulară (8).

Underthrust fault. Falie inversă la care culcușul este compartimentul activ.

Wrench fault. Falie de tip strike, în care planul de forfecare este apropiat de verticală; sinonim cu **basculating fault**, **torsion fault** sau **transcurrent fault**.

Window. Fereastră tectonică; sinonim **fenster**.

BIBLIOGRAFIE

AIRINEI ŞT. (1963), *Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaţilor Orientali în lumina anomaliilor câmpurilor gravimetric şi geomagnetic*, Asoc. Geol. Carp. - Balk., Congr. V, vol. VI, geofiz., Bucureşti.

AIRINEI ŞT. (1976). *Idei privind integrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor*, St. şi cercet., geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 14/2, Bucureşti.

AIRINEI ŞT. (1977), *Microplăci litosferice pe teritoriul României*, St. şi cercet., geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 15, Bucureşti.

AIRINEI ŞT. (1979), *Teritoriul României şi tectonica plăcilor*, Edit. Şt. şi Enciclopedică, Bucureşti.

AIRINEI ŞT. (1980), *Radiografia geofizică a subsolului României*, Edit. Şt. şi Enciclopedică, Bucureşti.

AIRINEI ŞT. (1982), *Raporturi geodinamice între microplaca Moesică şi arcul Carpato - Balcanic pe teritoriul României*, St. şi cercet., geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 20, Bucureşti.

ABBATE E., BORTOLOTTI P., PASSERINI P. (1983). *Olistostromes and olistolithes*, în *Ophiolitic and related mélanges*, (McCall, editor), 6, Strasbourg.

AJGHIREI D. G. (1956), *Strukturnaia gheologhia*, Moskwa.

ALBU E., BALTEŞ N. (1983), *Considerations sur l'âge de sel dans la zone des plis diapirs attenues et incipients de la Munténie et ses implications sur la génèse et la répartition des gisements d'hydrocarburs*, An. Inst. Geol. şi Geofiz., LX, Bucureşti.

ALLEGRE C. (1979) *Les ophiolites ou la recherche des oceans perdus*, Edit francaise de Sci. Am., Paris.

ALLEN P. A., ALLEN G. P. (1990), *Basin Analysis. Principles and Applications*, Blackwell Sci. Publ., Oxford.

ALWASHE M (1978), *Luftbild - und sattelitenbild - Interpretation des litologischen und tektonischen Baus im Nördlichen Tibetsi Gebirge (Ehi Méché und Tirenno) Tchad*, Geowiss. Abh. RA/5, Berlin.

ANASTASIU N., JIPA D. (1983), *Texturi şi structuri sedimentare*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

ANDERSON D. L. (1971), *The San Andreas Fault*, în *Continents Adrift and Continents Aground*, Sci. Am., San Francisco.

ANGELIER J., BERGERAT F. (1983), *Systemes de contrainte et extension intracontinentale*, Bull. Centr. Rech. Explor. -Prod., Elf - Aquitaine, 7/1, Pau.

ARTHAUD F., MEGRAD F., SEGURET P. (1977), *Cadre tectonique de quelques bassins sedimentaires*, Bull. Centr. Rech. Explor. -Prod., Elf - Aquitaine, 1/1, Pau.

ATANASIU I. (1932), *Quelques observations sur le diapirisme*, Bul. Soc. Rom. de Geol., I, Bucureşti.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

ATANASIU I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. Geogr. "D. Cantemir", III, Iași.

ATANASIU I. (1961), *Cutremurele de Pământ din România*, Ed. Academiei, București.

AUBOUIN J. (1965), *Geosynclines*, Amsterdam, London, New York.

AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMANN J. P. (1975), *Précis de Géologie*, Tectonique, Tectonophysique, Morphologie, Paris.

AYDIN A., NUR A. (1985), *The types and role of stepovers in strike - slip tectonics*, în Biddle K., Christie - Blick N (editori), Soc. of Ec. Paleont. Miner. Sp. Publ., 37.

BALINTONI I. (1996), *Geotectonica terenurilor metamorfice din România*, Univ. "Babeș - Bolyai", Cluj - Napoca.

BALLY W. A. (1983), *Structural styles and the evolution of sedimentary basins*, Rice Univ., Houston, Texas.

BARBU A., ȘALI L., STĂNESCU V. (1981), *Unele conexiuni între ocurența petrolului în România și modelele tectonicii globale*, Mine, petrol și gaze, 8, București.

BARBERI F., VARET J., (1977), *Aktivnîe kontinentalinie riftî*, în Ramberg I. B. și Neumann E. R. editori, traducere în lb. rusă.

BATES L. R., JACKSON A. J. (1987), *Glossary of Geology*, Second Edition, Am. Geol. Inst., Viriginia.

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Ed. Științifică, București.

BĂNCILĂ I., HRISTESCU E. (1963), *Linia externă și linia pericarpatică dintre Valea Sucevei și Valea Trotușului (Carpații Orientali)*, Asoc. Geol. Carp. - Balk., Congr. V, Tectonică (IV), București.

BELOUSOV V. V. (1962), *Osnovnîe voprosî gheotektoniki*, Moskwa.

BELOUSOV V. V. (1978), *Géologie structurale*, Mir, Moscou.

BERCIA I., GURĂU A. (1978), *Prospecțiuni microtectonice. I. Practica geologică*, Ed. Tehnică, București.

BIDDLE K. T., CHRISTIE - BLICK N. (1985), *Glossary - strike - slip deformation, bassin formation and sedimentation*, Soc. Ec. Paleont. Miner. Sp. Publ., 37.

BLEAHU M. (1976), *Zone de subducție din Carpații Românești*, D. S. Inst. Geol. și Geofiz., 60/5, București.

BLEAHU M. (1976), *Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine System*, Rev. Roum. de Géol., Geoph., Geogr, serie Géol., 20, București.

BLEAHU M. (1978), *Formarea continentelor și oceanelor*, Ed. Șt. și Enciclopedică, București.

BLEAHU M. (1981), *The geosyncline polarity in terms of global tectonics*, Asoc. Geol. Carp. -Balk., Abstract, the 12th Congress, Buckarest - Romania.

BLEAHU M. (1983), *Tectonica globală*. - vol. I, Ed. Șt. și Enciclopedică, București.

BLEAHU M. (1989), *Tectonica globală* - vol II, Ed. Șt. și Enciclopedică, București.

BLICK - CRISTIE N., BIDDLE T. K. (1985), *Deformation and basin formation along strike - slip faults*, Soc. E. Paleont. Miner. Sp. Publ.

BOCCALETTI M., MANETTI., PECCERILLO A. (1974), *Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho - Balkan*, Asc. Earth. and Planet. Sci. Letter, 23.

BORIANI A., SACCHI R. (1974), *The "Insubric" and the other tectonic lines in the Southern Alps*, Mem. Soc. Geol. It., 13, Roma.

BOILLOT G. (1983), *Geologie des marges continentales*, Masson, Paris.

BOUROULLEC J. L., RENAULT J. P. et al. (1991), *Quaternary sedimentary processes and dynamics in the northern part of the Lake Tanganyika trough, East*

African Rift System. Evidence of lacustrine eustatism ?, Bull. Centr. Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine, 15/2, Pau.

BOTEZATU R. (1982), *Modele geofizice ale alcătuirii geologice a României*, Ed. Academiei, București.

BOTEZATU R. (1987), *Bazele interpretării geologice a informațiilor geofizice*, Ed. Tehnică, București.

BOTT P. H. (1976 - editor), *Sedimentary basins of continental margins and cratons*, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam.

BOTT P. H. (1982), *Stress based tectonic mechanisms at passive continental margins*, în *Dinamics of passive margins*, (Scrutton R. A. editor), 6, Geodinamics series, Boulder, Colorado.

BOTT P. H. (1993), *Modelling the plate driving mechanism*, Jour. Geol. Soc., 150, London.

BRIGGS P. (1980), *200 000 000 de ani sub mare*, Ed. Tehnică, București.

BRUNET F. MARIE (1981), *Etude quantitative de la subsidence du bassin de Paris*, Thèse de 3° cycle, Univ. de Paris.

BRUNET F. MARIE, LE PICHON X. (1981), *Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le bassin de Paris*, Bull. Soc. Géol. Francaise, nr. 4(7), Paris.

BRUNN J. H. (1979), *Océans et orogènes*, Bull. Soc. Géol. de France, XXI/7, Paris.

BRUNN J. H. (1980), *Origine et dynamique des orogènes*, Mem. h. sér., Soc. Géol. de France, 10, Paris.

BUIALOV N. I. (1953), *Strukturnaia i polevaia gheologhia*, Moskva.

BULLARD E. (1979), *L'origine des oceans*, Edit. francaise de Sci. Am.

BURCHFIEL B. C., ROYDEN L. (1982), *Carpathian Foreland. Fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins*, AAPG Bull.

BURKE K., WHITEMAN A. J. (1973), *Uplift, rifting and the breakup of Africa*, în *Implications of Continental Drift to the Earth Science*, (Tarling D. H., Runcorn S. K. editori), Academic Press, London - New York.

BURKE C. K., WILSON T. (1976), *Hot spots on Earth's surface*, în *Continents Adrift and Continents Aground*, Sci. Am., San Francisco.

BURTMAN U. S. (1982), *Mechanics of nappe movement*, în *Alpine structural elements: Carpathian - Balkan - Caucasus - Pamir orogene zone* (Mahel. M. editor), Bratislava.

CADY W. M. (1973), *The earmarks of subduction*, în *Implications of Continental Drift to the Earth Science* (Tarling D. H., Runcorn S. K. editori), Academic Press, London.

CAILLEUX A. (1976), *Géologie générale*, Masson, Paris.

CALOTĂ C., ROMANESCU D. (1963), *Asupra aplicabilității metodelor gravimetrice și magnetice în cercetarea erupțiilor neogene și a mineralizațiilor legate de acestea*, Probl. geofiz., II, București.

CHOROWICZ J. (1983), *Le rift Est - Africain: début d'ouverture d'un océan* ?, Bull. Rech. Centr. Explor. -Prod., Elf Aquitaine, 7/1, Pau.

CIOCÂRDEL R., SOCOLESCU M. (1971), *La structure crustale et subcrustale de la partie sud des Carpates Orientales*, Rev. Roum. géol., géoph., géogr., série géoph., 15/1, București.

CIOFLICĂ Gr., LUPU M., NICOLAIE I., VLAD S. (1980), *Alpine ophiolites of Romania: Tectonic setting. Magmatism and Metalogenesis*, An. Inst. Geol., LVI, București.

CIUPAGEA D., PAUCĂ M., ICHIM T. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Ed. Academiei, București.

CLOOS H. (1936), *Einführung in die Geologie*, Ein Lehrbuch der Inneren Dynamic, Berlin.

CLOOS H. (1939), *Hebung - Spaltung - Vulcanismus*, Geol. Rundsch., XXX, Stuttgart.

CODARCEA Al., NĂSTĂSEANU S. (1964), *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul Văii Cernei și de la Cazane*, St. și Cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 9/2, București.

CONDIE C., KENT (1976), *Plate tectonics and crustal evolution*, Pergamom Press. Inc., New York.

CONSTANTINESCU L., CONSTANTINESCU P., CORNEA I., LĂZĂRESCU V. (1976), *Recent seismic information on the litosphere in Romania*, Rev. Roum. géol., géoph., géogr., série géoph., 20, București.

CONSTANTINESCU L., ENESCU D. (1985), *Cutremurele din Vrancea în cadrul științific și tehnologic*, Ed. Academiei, București.

CONTESCU L. (1974), *Geologic history and palaeogeography of Eastern Carpathians: example of alpine geosynclinal evolution*, AAPG Bull., 58/12, Tulsa.

CORNEA I., DRĂGOESCU I., POPESCU M., VISARION M. (1979), *Harta mișcărilor crustale pe teritoriul R. S. R.*, St. și cercet. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 17/1, București.

COSMA S., VÎLCEANU P., POPESCU I. (1983), *La tectonique de la Dobrogea Centrale et Septentrionale*, An. Inst. Geol. Geofiz., LX, București.

CRISTESCU Tr., ȘTEFANCIUC Al., GEORGESCU G., GEORGESCU C., LASCĂR Gh. (1965), *Prospecțiuni aeromagnetice în regiunea Munților Apuseni, Crișana, Baia Mare, Depresiunea Transilvaniei, Câmpia Română și Depresiunea Getică*, Arh. IGPSMS, București.

CROWELL J. (1974), *Origin of Late Cenozoic bassins in Southern California*, în *Tectonics and sedimentation* (Dickinson W. R. editor), SEPM Sp. Publ, 22.

CSONTOS L., NAGYMAROS A., HORWATH F., KOVAC M. (1992), *Tertiary evolution of the Intra - Carpathian area: a model*, Tectonophysics, 208, Amsterdam.

DARRACOTT B. W., FAISHED J. D., GIRDLER R. W., HALL S. A. (1973), *The east African Rift System*, în *Implications of Continental Drift to Earth Science* (Tarling D. H., Runcorn S. K.), Academic Press, London - New York.

DE CELLES P. G., GILES KATHRINE (1996), *Foreland basin systems*, Research, 8.

DEKER K., PERESSON H. (1996), *Tertiary kynematics in the Alpine - Carpathian - Pannonian system: links between thrusting transform faulting and crustal extension*, EAGE Spec. Publ, 5.

DELFAUD J. (1977), *La sedimentogenese en liaison avec la dynamique des bassins: role du climat*, Bull. Centr. Rech., Explor. - Prod., Elf Aquitaine, 1/1, Pau.

DEMETRESCU C., ENE M., ANDREESCU M. (1983), *New flow data for the Romanian territory*, An. Inst. Geol. Geofiz., LXIII, București.

DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. E. *et al.* (1984), *Geological evolution of the Tethys Belt from Atlantic to the Pamir since Liassic to Tortonian*, Programme "Tethys".

DESIO A., GAETANI M., MARTINIS B. (1982), *Aspetti geologici del Tibet*, Boll. Soc. Geol. It., 101/1, Roma.

DE SITTER L. U. (1969), *Geologie structurală*, Traducere din lb. engleză, Ed. Tehnică, București.

DEWEY F. J. (1965), *Nature and origin of kink bands*, Tectonophysics, 1.

DEWEY F. J. (1972), *Plate tectonics*, în *Continents Adrift and Continents Aground*, Sevi. Am., San Francisco.

DEWEY F, J. (1982), *Plate tectonics and evolution of the British Isles*, J. geol., Soc. London, 139, London.

DEWEY F. J., WINDLEY B. P. (1981), *Growth and differentiation of the continental crust*, Phil. Trans. R - London, A, 301.

DICEA O., IANĂŞ M., LUNGU A., ALEXANDRESCU M., GHEORGHIU G., POPESCU M. (1982), *Procese depoziţionale şi structuri sindepoziţionale în formaţiunile sedimentare ale Depresiunii Pannonice*, St. şi cercet geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 20, Bucureşti.

DICEA O., IANĂŞ M., LUNGU A., GHEORGHIU G., IONESCU G., TALOŞ D. (1984), *Paradigmes stucturaux, dépositionnels des formations pannoniennes du secteur roumain de la dépression pannonienne déduits par analyse et interpretation de prospections seismique de reflection*, An. Inst. Geol. Geofiz., LXIV, Bucureşti.

DIETZ S. R. (1972), *Geosynclines, mountains and continent - building*, în *Continents Adrift and Continents Aground*, Sci. Am., San Francisco.

DIETZ S. R., HOLDEN J. C. (1970), *The breakup of Pangea*, în *Continents Adrift and Continents Aground*, Sci. Am., San Francisco.

DULA F. W. (1991), *Geometric models of listric normal faults and rollover folds*, AAPG Bull., 75/10.

DUMITRESCU I. (1962), *Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică şi cartografie geologică*, Ed. Did. şi Pedag., Bucureşti.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUŢĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962), *Mémoire à la carte téctonique de la Roumanie*, An. Com. Geol., XXXII, Bucureşti.

EINSELE G. (1992), *Sedimentary Bassins. Evolution, Facies and Sediment Budget*, Springer - Verlag, Berlin.

ELTER G. (1971), *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise. Hypothèses sur l'origine des ophiolites*, Trav. du. Lab. de Géol. de la Fac. des Sci. de Grenoble, 47.

ENESCU D., CORNEA I., RĂDULESCU Fl., RĂILEANU M., POMPILIAN A. (1982), *Seismological data on the deep structure of the Vrancea region*, Rev Roum. Géol., Géoph., Géogr., serie Géoph., 26, Bucureşti.

FERRIERE J., CHANIER F. (1993), *La téctonique des plaques a l' épreuve de la réalité: SW Pacifique et Nouvelle Zélande*, Geochronique, 45, Paris.

FONTES J. Ch., BORTOLOMI G. (1972), *Subsidence of the area of Venice during the past 40000 years*, Technical Report, 54, Venice.

FOUCAULT A., RAOULT J. F. (1980), *Dictionnaire de géologie*, Masson, Paris.

FOURMARIER P. (1950), *Principes de Géologie*, Tome I, II, Paris - Liège.

FOX K. F. (1983), *Tectonic Setting of the Late Miocene - Pliocene and Pleistocene Rocks in Part of the Coast Range's North of San Francisco, California*, U. S. Geol. Survey Profess. Paper, 1239, Washington.

GARFUNKEL Z., BEN - AVRAHAM Z. (1996), *The structure of the Dead Sea Basin*, Tectonophysics, 266.

GASS I. G. (1973), *The Red Sea Depression: Causes and Consequences*, în *Implications of Continental Drift to Earth Science* (Tarling D. H., Runcorn S. J. editori), Academic Press, London - New York.

GAVĂT I., BOTEZATU R., VISARION M. (1973), *Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice*, Ed. Academiei, Bucureşti.

GIESE P. (1980), *Krustenstruktur der Alpen. Ein Uberblik verbunden mit einigen tektonischen Betrachtungen*, Berl. Geowiss. Abh., A/20, Berlin.

GIESE P., GOFLER K., JACOBSHAGEN V., REUTTER K. J. (1981), *Geodynamic evolution of the Apennines and Hellenides*, Internat. Geodynamics Project, Berlin.

GÖRUR N. (1988), *Timing of opening of the Black Sea Basin*, Tectonophysics, 147, Amsterdam.

GRASU C. (1971), *Recherches géologiques dans les sédimentaire mésozoique du bassin supérieure de Bicaz*, Lucr. Stat. "Stejarul", 4, Piatra Neamț.

GRASU C. (1984), *Geologie structurală cu elemente de cartografie geologică*, Univ. Iași.

GRĂDINARU E. (1984), *Jurassic rocks of North Dobrogea. A depositional - tectonic approach*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série Géol., 28, București.

GRĂDINARU E. (1988), *Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cârjelari - Camena outcrop belt: Evidence for a transtensile regime of the Peceneaga - Camena fault*, St și cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 33, București.

GRIGORAȘ N. (1961), *Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din RPR*, Ed. Tehnică, București.

GURĂU A. (1982), *Microtectonica*, Ed. Tehnică, București.

HAIN V. E. (1977), *Reghionalnaia gheotektonika*, "Nedra", Moskva.

HAIN V. E., MIKHAILOV A. E. (1985), *Obsciaia gheotektonika*, "Nedra", Moskva.

HAMILTON W. (1979), *Tectonics of the Indonesien Region*, Geol. Survey Profess. Paper, 1078, Washington.

HAQ B. V., HARDENBOL J., VAIL P. R. (1988), *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*, în *Sea Level Changes. An Integrated Approach* (Wilgus Ch. K. *et al.* editori), SEPM Special Publ, 42, Tulsa, Oklahoma.

HARDING T. P. (1984), *Graben hydrocarbon occurrence and structural styles*, AAPG Bull., 68, Tulsa.

HAUG E. (1900), *Les géosinclinaux et les aires continentales*, Paris.

HEIRTZLER J. R. (1968), *Sea floor spreading*, în *Continents Adrift and Continents Aground*, Sci. Am., San Franscisco.

HEMMER C. (1980), *Die liniamente des Zagros - Gebirges im Iran - ein Vergleich mit Nord Apennin (Italien) und Dinariden (Yugoslawien)*, Berl. Geowiss. Abh., RA/220, Berlin.

HERTZ N., SAVU H. (1974), *Plate tectonics. History of Romania*, Geol. Soc. Am. Bull., 85.

HOBBS B. E., MEANS W. D., WILLIAMS P. F. (1988), *Principii de geologie structurală*, traducere din lb. engleză, Ed. Șt. și Enciclopedică, București.

HOLMES A. (1965), *Principles of Physical Geology*, London.

HSÜ K. J. (1983), *Mélanges and their distinction from olistostromes*, în *Ophiolitic and related mélanges* (McCall R. editor) Hutchinson Ross Publ. Comp., Stroudsburg.

HSÜ K. J., NACEV K., VUCEV V. (1977), *Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics*, Tectonophysics, 40, Amsterdam.

HUCHON Ph., ANGELIER J., LE PICHON W., LYBERIS N., RICOU L. E. (1980), *Les structures téctoniques observées en plongée dans les fosses helléniques*, C. R. Somm., Soc. Géol. Fr., 5, Paris

HURLEY P. (1979), *Les preuves de la dérive des continents*, Edit. francaise de Sci. Am., Paris.

IANOVICI V., GIUSCĂ D., MUTIHAC V., MIRĂUȚĂ O., CHIRIAC M. (1961), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Assoc. Geol. Carp. - Balk, Congr. V, București.

IANOVICI V., BORCOS M., BLEAHU M., PATRULIUS D., LUPU M., DUMITRESCU R., SAVU H. (1976), *Geologia Munților Apuseni*, Ed. Academiei, București.

ILLIES H. J. (1981), *Mecanism of graben formation*, Tectonophysics, 73, Amsterdam.

ILLIES H. J., GREINER G. (1978), *Rhinegraben and the Alpine system*, Geol. Soc. of Am. Bull.

ILLIES H. J., BAUMAN H., HOFFERS B. (1981), *Stress pattern and strain release in the Alpine foreland*, Tectonophysics, 71, Amsterdam.

IONESI BICA (1969), *Cercetări geologice în regiunea dintre valea Sucevei și p. Voitinel (Platforma Moldovenească)*., Anal. Șt. Univ. "Al. I. Cuza", sect. IIb, geol, -geogr., IV, Iasi.

IONESI L. (1994), *Geologia unităților de platformă și a Orogenului Nord - Dobrogean*, Ed. Tehnică, București.

IONESI L., GRASU C. (1993), *Semnificația tectono - sedimentară a marnelor brune bituminoase din cuprinsul disodilelor inferioare*, St. și cercet. de geol., geof., geogr., seria geol., tom 38, București.

JACKSON P. M. (1995), *Retrospective salt tectonics*, în Salt tectonics: a global perspective, AAPG, Memoir, 65, Tulsa.

JACKSON P. M., ROBERTS D. G., SNELSON S. (1995, editori), *Salt tectonics: a global perspective*, AAPG, Memoir, 65, Tulsa.

JACOBACCI A. (1963), *Il significato degli olistrostromi nel Flysch Appenninico*, Estr. del Mem. della Soc. Geol. It., IV, Bologna.

JACOBACCI A. (1965), *Frane sottomarini nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistrostromici e degli olistoliti nell Appenino e in Sicilia*, Estr. dal Boll. del Serv. Geol., di Ital., Roma.

JUBITZ B. K. (1982), *Sea floor spreading und neue Globaltektonik*, Zentr. Geol. Wiss., 10/3, Berlin.

KAHLE H. G., TALWANI M. (1981), *Structure and dynamics of plate boundaries in the Indian Ocean, based on gravity anomalies*, Geol. Rundschau, 70/2, Stuttgart.

KOSÎGHIN I. A. (1962), *Tectonica generală*, Ed. Tehnică, București, Traducere din lb. rusă.

LAHEE F. H. (1961), *Field Geology*, McGraw Hill Book Comp. Inc. New York.

LĂZĂRESCU V. (1980), *Geologie fizică*, Ed. Tehnică, București.

LĂZĂRESCU V., DINU C. (1983), *Characteristic stages and formations of the Romanian East Carpathians Evolution*, An. Inst. Geol. Geofiz., LX, tectonică, București.

LEONOV M. G. (1983), *Olistostromes and their origin, în Ophiolitic and related mélanges*, (McCall R. editor) Hutchinston Ross Publ. Comp., Stroudsburg.

LE PICHON X. (1979), *Téctonique active dans le fosse de subduction hellénique: observations par submersible*, C. R. Acad. Sc., 289/D, Paris.

LE PICHON X. (1980), *Subsidence, transgressions, régressions: notions élémentaire sur les mécanismes physiques*, Stratigraphie et Paleogéographie. Principes et méthodes, Doin editeurs, Paris.

LE PICHON X. (1980), *La lithosphère océanique: fondement de la tectonique globale*, Mem. h. sér. Soc. Geol. de France, 10, Paris.

LE PICHON X. (1981), *Active tectonics in the Hellenic trench*, Oceanologica Acta, nr. sp. Intern. Geol. Congr., Paris.

LETOUZEY J, COLLETTA B., VIALLY R., CHERMETTE J. C. (1995) Evolution of salt - related structures in compressional setting, în Salt tectonics: a global perspective (Jackson P. M., Roberts D. G., Snelson S editori) , AAPG, Memoir, 65, Tulsa.

LINZER H. G. (1996), *Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania*, Geology, 24/2.

LLIBOUTRY L. (1965), *Traité de Glaciologie*, II, Paris.

LOGACEV N. A. (1993), *History and geodynamics of the Lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia - rift system: a review*, Bull Centr. Rech. Explor. - Prod, Elf Aquitaine, 17/2, Pau.

LONGWELL C., FLINT R., SANDERS J. (1969), *Physical Geology*, New York.

LOWELL J. D. (1985), *Structural styles in petroleum exploatation*, Tulsa, Oklahoma.

LYSAC S. (1995), *Flux thérmique et températures dans la croûte supérieure de la Siberie du Sud - Est*, Bull. Centr. Rech. Explor. - Prod., Elf Aquitaine, 19/1, Pau.

MACAROVICI N., JEANRENAUD P. (1958), *Revue générale du néogène de Plateforme de la Moldavie*, Anal. Univ. Iasi, sect. II, IV/2, Iasi.

MACOVEI Gh. (1917), *Poziția stratigrafică și tectonica zăcămintelor de sare*, DS Inst. Geol., VII, București.

MAHEL M. (1982), *Types of nappes in west Carpathians - their genesis*, în *Alpine structural elements: Carpathian - Balkan - Caucasus - Pamir orogene zone* (M. Mahel editor), Bratislava.

MANN P., DRAPER G., BURKE K. (1985), *Neotectonics of a strike - slip restraining bend system, Jamaica*, în *Strike slip deformation, Bassin formation and sedimentation* (Biddle K. T., Christie - Blick N. editori), SEPM Sp. Publ., Oxford.

MASSE P. (1977), *L'argilocinèse type de déformation synsedimentaire des bassins des dépôt*, Bull. Centr. Rech. Explor.- Prod., Elf Aquitaine, 1/1, Pau.

MASSE P. (1983), *Rélations possibles entre fossés d'éffondrement, décrochements et bombaments dans les rifts intercontinentaux*, Bull. Centr. Rech. Explor.- Prod., Elf Aquitaine, 7/1, Pau.

MASSE P. (1991), *Historique du Projet Georift*, Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod., Elf Aquitaine, 15/2, Pau.

MATTAUER M. (1980), *Les déformations des materiaux de l'écorce terrestre*, II - ème edition, Herman, Paris.

McCALL R (1983 - editor), *Ophiolitic and related mélanges*, Hutchinson Ross. Publ. Comp., Stroudsbur, Pennsylvania.

McCLAY K. R. (1992), *Glossary of thrust tectonics terms*, Geol. Soc. of London Spec. Publ.

McCLAY K. R., BUCHANAN P. G. (1992), *Thrust faults in inverted extensional basins*, în *Thrust Tectonics* (McClay K. R. editor), Chapman and Hall.

McKENZIE D., RICHTER F. (1979), *Les mouvements de convection dans le manteau terrestre*, Edit. francaise de Sci. Am.

MERCIER E., OUTTANI F., DE LAMOTE D. F. (1997), *Late - stage evolution of fault propagation folds: principles and examples*, Journ. of struct. geol., 19/2, Pergamon.

MIKHAILOV A. (1987), *Struktural geology and geological mapping*, Mir, Moskva.

MILOJE J. (1972), *Geoloske prilike u zapadnei Kalifornii*, Compts rendus des seances de la Soc. Serbe de Geol., Beorgad.

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. (1965), *Prezența Devonianului mediu în zona colinelor Mahmudia*, DS Com. Geol., LI/1, București.

MITRA S. (1986), *Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential*, AAPG Bull., 70, Tulsa.

MIYASHIRO A. (1976), *Metamorphism and metamorphic belts*, London, George Allen, Unwid Ltd.

MIYASHIRO A., AKI A., SENGÖR A. M. C. (1982), *Orogeny*, John Willey & sons, Chichester.

MOLNAR P., TAPPONIER P. (1979), *Le choc de l'Inde et de l'Eurasie*, Edit. francaise de Sci. Am.

MORLEY C. K. (1995), *Developments in the structural geology of rifts over last decade and their impact on hydrocarbon exploration*, în *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins*.

MORLEY C K. (1996), *Models for relative motion of crustal blocks within the Carpathian region, based on restaurations of the Outer Carpathians Thrust sheets*, Tectonics, 15/4.

MORLEY C. K., NELSON R. A., PATTON T. L., MUNN S. G. (1990), *Transfer zone in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts*, AAPG Bull., 74/8, Tulsa.

MRAZEC L. (1907), *Despre cute cu sâmbure de străpungere*, Bul. Soc. Șt., XVI/1,2, București.

MRAZEC L. (1915), *Les plis diapires et le diapirisme en general*, Inst. Geol. Rom., CR, 4, București.

MRAZEC L. (1927), *Les plis diapirs*, C. R. Inst. Geol. Rom., VI, București.

MURGOCI G. M. (1905), *Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Meridionales*, C. R. Acad. Sci., Paris.

MURGOCI G. M. (1911), *Cercetări geologice în Dobrogea Nordică cu privire specială la rocile paleozoice și eruptive*, An. Inst. Geol. Rom., V/1, Bucuresti.

MURGOCI G. M. (1912), *Terminologia românească în tectonică*, D. d. S., vol. III, București.

MUTIHAC V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Ed. Tehnică, București.

MUTIHAC V., IONESI L. (1974), *Geologia României*, Ed. Tehnică, București.

MUREȘAN M. (1975), *Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmatogene paleozoice și subsecvente din Dobrogea de Nord*, DS Inst. Geol. și Geofiz., LXI/5, București.

NEUMANN E. R., RAMBERG I. B. (1978), *Petrology and geochemistry of continental rifts*, D. Riedel Publ. Comp., Dordrecht.

NICOLAS A., LE PICHON X. (1980), *Thrusting of young litosphaere in subduction zones with special reference to structure in ophiolitic peridotites*, Elsevier, Amsterdam.

NIKISHIN A. M., BRUNET M. F., CLOETING S., ERSHOV A. (1997), *Northern Peri - Tethyan Cenozoic intraplate deformations: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tian - Shan*, C. R. Acad. Sci. Paris, t. 324, serie II a, Elsevier, Paris.

ONCESCU N., RĂILEANU Gr. (1963), *Fazele de orogeneză pe teritoriul RPR*, Asoc. Geol. Carp.- Balk., Congr., V, vol. IV, București.

PAPANIKOLAOU D. (1982), *Plis non cylindriques a charnieres courbes et chevauchements dans le flysch du val d'Illies, Valais Suisse*, Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 76/1, Lausanne.

PARASCHIV D. (1979), *Platforma Moesică și zăcămintele de hidrocarburi*, Ed. Academiei, București.

PATRULIUS D. (1969), *Geologia Munților Bucegi și a culoarului Dâmbovicioara*, Ed. Academiei, București.

PATRULIUS D., MIRĂUȚĂ ELENA, IORDAN M., BALTREȘ A., ȚICLEANU N. (1974), *Sinteza stratigrafică și structurală a Dobrogei de Nord II, Formațiuni mezozoice*, Arh. Inst. Geol. și Geofiz., București.

PAULIUC S., DINU C. (1985), *Geologie structurală*, Ed. Tehnică, București.

PĂTRUȚ I., PARASCHIV D., DICEA O. (1973), *Considerații asupra modului de formare a structurilor diapire din România*, Rev. Petrol si Gaze, 9, București.

PERESSON H., DECKER K. (1997), *Far field effects of late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E - W compression and inversion of structures in the Alpine - Carpathian - Pannonian region*, Tectonics, 16/1.

PERRODON A. (1977), *Concept, modèles et logique des bassins sédimentaires*, Bull. Centr. Rech. Explor- Prod., Elf Aquitaine, 1/1, Pau.

PERRODON A. (1983), *Géodinamique des bassines sédimentaires et systèmes pétroliers*, Bull. Centr. Rech. Explor- Prod., Elf Aquitaine, 7/2, Pau.

PERRODON A. (1985), *Géodinamique pétroliere*, 2° edition, Masson, Paris.

POPESCU - ARGETOAIA D. C. (1996), *The Cândești Formation from the south - western Muntenia Plain*, An. Inst. Geol. Rom., 69/1, The 90 - th Ann Conf. of the Geol Inst. of Romania, Abstracts, București.

POPESCU VOITEȘTI I. (1924), *Elemente de geologie cu o privire generală asupra geologiei României*, Cluj.

POPESCU VOITEȘTI I. (1935), *Evoluția geologico - paleogeografică a pământului românesc*, Cluj.

POSEPNY F. (1971), *Studien aus dem Salinarghebiete Siebenbürgens*, Jahrb. KK. Geol. Reich., 21/1.

POULET M. (1977), *Mechanismes de formation des bassins sedimentaires de marges stable*, Bull. Centr. Rech. Explor- Prod., Elf Aquitaine, 1/1, Pau.

PRICE N. J., COSGROVE J. W. (1991), *Analysis of geological structures*, Univ. Press. Cambridge.

RADU C. (1974), *L'activité séismique sur le territoire de la Roumanie durant la période 1956 - 1970*, Inst. Geol. St. tehn. și econ., seria D, X/1, București.

RAMBERG I. B., NEUMANN E. R. (1978), *Tectonics and geophysics of continental rifts*, D. Riedel Publ. Comp., Dordrecht.

RAMSAY J. G. (1967), *Folding and fracturing of rocks*, McGraw - Hill, New York.

RAMSAY J. G., HUBER M. I. (1987), *The techniques of modern structural geology, vol. 2: Folds and Fracture*, Academic Press, London.

RĂDULESCU D., DIMITRESCU R. (1982), *Petrologia endogenă a teritoriului României*, Univ. București.

RĂDULESCU D., CORNEA I., SĂNDULESCU M., CONSTANTINESCU P., RĂDULESCU Fl., POMPILIAN A. (1976), *Structure de la croûte terrestre en Roumanie - essai d'interpretation des études seismiques profonds*, An. Inst. Geol. și geofiz., L, București.

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M., BORCOȘ M. (1993), *Alpine magmatogenetic map of Romania; an approach to the sistematization of the igneous activity*, Rev. Roum. géol., 37, București.

READING H. G. (1980), *Characteristics and recognition of strike - slip fault systems*, în *Sedimentation in oblique - slip mobile zones* (Ballace P. F., Reading H. G. editori), Spec. Publ. Int, Asso. Sediment., 4, Blackwell.

READING H. G. (1986, editor), *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell, Sc. Publ, Oxford.

REBEYROL Y. (1990), *La terre toujours recommencée. Trente ans de progrès dans le sciences de la terre*, Paris.

REINECK H. E., SINGH I. B. (1975), *Depositional Sedimentary Environments*, Springer - Verlag, Berlin.
REUTTER K. (1980), *Subduktion und orogenese im Nord - Apennin*, Berl. Geowiss. Abh., RA/20, Berlin.
RICCI LUCCHI F. (1984), *The foreland basin system of the northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline*, Giorn. di. Geol., ser. 3, 48/1 - 2, Bologna.
RINGWOOD A. E. (1975), *Composition and petrology of the Earth's Mantle*, McGraw - Hill, New York.
RODGERS D. A. (1980), *Analysis of pull - apart basin development produced by en echelon strike - slip faults*, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 4.
ROLET J., MONDEGUER A., BOUROULLEC J. L., BANDORA T., CONSEMEMT C., RENAULT J. P., TIERCELIN J. J. (1991), *Structure and different kynematic development fault along the Lake Tanganiyka rift valley (East African Rift System)*, Bull. Centr. Rech. Explor- Prod., Elf Aquitaine, 15/2, Pau.
ROYDEN H. L. (1985), *The Viena Basin a thin skinned pull - apart basin*, SEPM Bull.
ROYDEN H. L. (1988), *Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System*, în *The Pannonian Basin: a study on basin evolution* (Royden L. H., Horvath F. editori), AAPG Bull., 45.
ROYDEN H. L., BURCHFIEL B. C. (1988), *Thrust belt styles and plate boundary processes*, Mem. Am. Assoc. Pert. Geol., 45.
RUFF L. J., KAMAMORI H. (1988, editori), *Subduction zones*, Verlag, Basel - Berlin.
SAGATOVICI Al., PAULIUC S. (1976), *Curs de geotectonică generală*, Univ. Bucureşti.
SAPFIROV H. (1982), *Strukturnaia gheologhia i gheologhiceskoe kartirovanie*, "Nedra", Moskva.
SAVU H. (1980), *Genesis of the Alpine Cycle ophiolites from Romania and their associate calc - alkaline and alkaline volcanics*, An. Inst. Geol. şi Geofiz., LVI, Bucureşti.
SAVU H. (1986), *Triassic continental intra - plate volcanism in North Dobrogea*, Rev. Roum. géol., géoph., géogr., série géol, 30, Bucureşti.
SAVU H. (1996), *Genesis and structure of the Mureş Zone*, An. Inst. Geol. Rom., vol. 69/1, The 90 - th Ann. Conf. of the Geol. Inst. og Romania, Abstracts, Bucureşti.
SAVUL M. (1935), *Porphyres quartzifères de la région Meidanchioi - Consul*, DS Inst. Geol., XX, Bucuresti.
SĂNDULESCU M. (1980), *Analyse geotéctonique des chaines alpines situées autour de la Mer Noire Occidentale*, An. Inst. Geol. si Geofiz., LVI, Bucureşti.
SĂNDULESCU M. (1983), *Le problème de la marge continentale européenne*, An Inst. Geol. şi Geofiz., LX, Tectonique, Bucureşti.
SĂNDULESCU M. (1984), *Geotectonica României*, Ed. Tehnică, Bucuresti.
SĂNDULESCU M. (1984), *Compared alpine geotectonics models*, An. Inst. Geol. si Geofiz., LXIV, Bucureşti.
SĂNDULESCU M., VISARION M. (1978), *Considerations sur la structure téctonique du subassement de la depression de Tranyilvanie*, D.S. Inst. Geol şi Geofiz., 64/5, Bucuresti.
SCHMIDT K., SOLLNER F. (1982), *Towards a geodynamic concept of the "Caledonian Event"*, în *Central - and SW Europe*, Verh. Geol., Bund. heft 3, Wien.
SCRUTTON R. A. (1982, editor), *Dynamics of passive margins*, Geodynamics series, vol. 6, Boulder, Colorado.

SCRUTTON R. A. (1982), *Passive continental margins: A review of observations and mechanisms*, în *Dynamics of passive margins* (Scrutton R. A. editor), 6, Boulder, Colorado.

SEGHEDI I., SZAKACS A. (1994), *A model for mesozoic volcanism and tectonic evolution in North Dobrogea, Romania*, St. cercet. geol., 39, Bucureşti.

SENGÖR A. M. C. (1984), *The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia*, Geol. Soc. Am. Sp. Paper., 195, Boulder, Colorado.

SENGÖR A. M. C., MONOD O. (1980), *Oceans sialique et collisions continentales*, CR Acad. Sc., 290, Paris.

SENGÖR A. M. C., YILMAZ Y., SUNGURLU Ö. (1984), *Tectonics of the Mediteranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of Palaeo - Tethys*, Geol. Soc. London Spec. Publ.

SELLI R., TREVISAN L. (1964), *Caratteri e interpretazione della frana del Vajont*, Giorn. di. Geol., 2/32, Bologna.

SIMIONESCU I. (1927), *Tratat de geologie cu exemple luate în deosebi din România*, Ed. Cartea Românească, Bucureşti.

SLOSS L. (1982), *Subsidence of continental margins: the case for alternative to thermal contraction*, în *Dynamics of passive margins* (Scrutton R. A. editor), 6, Boulder, Colorado.

SMITH W. O., VETTER C. P., CUMMINGS G. B. et al. (1960), *Comprehensive survey of sedimentation in Lake Mead*, 1948 - 1949, Geol. Survey Prof. Paper., Washington.

SOCOLESCU M., AIRINEI St., CIOCÂRDEL R., POPESCU M. (1975), *Fizica şi structura scoarţei terestre din România*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

SOTAR J. (1992), *Evolution of the Western Carpathian suture zone. Principal geotectonic events*, Geol. Carpatica, 43/6, Bratislava.

SPENCER A. M. (1974), *Cenozoic orogenic belts. Data for orogenic studies*, collated and edited by A. M. Spencer, I, II, Scottish Acad. Press, Edinburg.

SPENCER W. E. (1988), *Introduction to the structure of the Earth*, Third Edition, McGraw - Hill, New York.

SPÖRLI K. B. (1980), *New Zeeland and oblique slip margins tectonic development up to and during the Cainozoic*, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 4, Aukland.

STĂNICĂ M., STĂNICĂ D. (1981), *Utilizarea câmpului electromagnetic natural al Pământului la elaborarea unui model structural în zona de curbură*, St si cercet., seria geofiz., 19, Bucureşti.

STEARNS D. W. (1978), *Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland*, Geol. Soc. Am. Bull., 151.

STECKLER M. S., WATTS A. B. (1982), *Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic - type continental margins*, în *Dynamics of passive margins* (Scrutton R. A. editor), 6, Boulder, Colorado.

STOICA C., GHERASIE I. (1981), *Sarea şi sărurile de potasiu şi magneziu din România*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

SYLVESTER A. G. (1984), *Wrench fault tectonics*, AAPG Bull., 28.

SYLVESTER A. G. (1988), *Strike - slip faults*, Geol. Soc. of Am. Bull., 100.

SYLVESTER A. G., SMITH R. (1976), *Tectonic, transpression and basement - controlated deformation in San Andreas Fault zone, Salton Trough, California*, AAPG Bull., 60/12.

SULT S. S. (1979), *Tektonika zemnoi kori*, "Nedra", Leningrad.

TALOŞ D., VISARION M., CORNEA I. (1968), *Morphologie et structure du soubassement de la dépression de Transilvanie d'après les données géophysiques actuelles*, Rév. Roum. géol., géoph., géogr., série géophysique, 12/2, Bucharest.

TALWANI M., LANGSETH M. (1981), *Oceanic crustal dynamics*, Science, 213.
TARLING D. H., TARLING M. P. (1978), *Deriva continentelor*, Ed. St. și Enciclopedică, București.
TARLING D. H., RUNCORN S. K. (1973), *Implications of continental drift to the Earth Science*, 2, London - New York.
TERMIER H., TERMIER G. (1956), *L'evolution de la litosphere. II. Orogenese*, 1, Paris.
TERMIER H., TERMIER G. (1957), *L'evolution de la litosphere. II. Orogenese*, 2, Paris.
THEOBALD N., GAMA A. (1969), *Géologie générale et pétrologie. Eléments des géodinamique*, Paris.
TOKSOZ M. N. (1975), *The subduction of the litosphere*, în *Continents Adrift and Continents Aground*, Sci. Am. San Francisco.
TRUSHEIM F. (1960), *Mechanism of salt migration in Northern Germany*, Bull. Am. Ass. of Petr. Geol., 44.
TURNER J. P., VERHOOGEN J. (1967), *Petrologie magmatică și metamorfică*, Ed. Tehnică, București.
UNKSOV V. A. (1981), *Tektonika plit*, "Nedra", Leningrad.
UYEDA S. (1980), *Subduction zones and back arc basins*, Berl. Geowiss. Abh., A/19, Intern. A. Wegener Symposium, Berlin.
VAIL P., MITCHUM R., THOMSON S. (1977), *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*, AAPG Bull., 26, Tulsa.
VINE F. J. (1973), *Continental fragmentation and ocean floor evolution during the past 200 m. y.*, în *Implications of continental drift to the Earth Science* (Tarling D. H., Runcorn S. K. editori), Academic Press, London - New York.
VÂJDEA V., VÂJDEA E., ZUGRĂVESCU D. (1964), *Linia tectonică Capidava - Ovidiu în profilarea geoelectrică prin metoda rezistivităților*, St. și cercet. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 9, București.
VISARION M., POLONIC P., MEHMED A. (1976), *Contribuții la studiul formelor structurale ale sării din Depresiunea Transilvaniei*, St. tehn. și econ., seria D/11, Inst. Geol. și geofiz., București.
VISARION M., SAVA C. (1976), *Studiu anomaliilor câmpului gravitației din zona centrală a Depresiunii Transilvaniei*, St. tehn. și econ., seria D, prosp. geofiz., 11, București.
VISARION M., SĂNDULESCU M., ROȘCA V., STĂNICĂ D., ATANASIU LIGIA (1990), *La Dobrogea dans le cadre de l'avant - pays carpatique*, Rév. roum. géophysique, 34, București.
VISARION M., STEFLEA V., IANĂȘ M., SMALBERGER V. (1973), *Analiza combinată a anomaliilor gravimetrice și magnetice din Depresiunea Transilvaniei*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 11/2, București.
VISARION M., VELICIU S. (1982), *Unele considerații asupra fluxului termic scăzut din Bazinul Transilvaniei*, St. și Cercet. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., 19, București.
WALLACE R. E. (1990, editor), *The San Andreas Fault System, California*, US Geol. Survey., Profess. Paper, 1515, Washington.
WEISS L. E. (1972), *The minor structures of deformed rocks. Photographic Atlas, withrosplates*, Springer - Verlag, Berlin.
WHITTEN D. G., BROOKS J. R. (1972), *Dictionary of Geology*, London.
WILCOX E. R., HARDING T. P., SEELY D. R. (1973), *Basin wrench tectonics*, AAPG Bull., 57/1.

Cartea reprezintă a treia versiune de GEOLOGIE STRUCTURALĂ care apare în literatura românească de specialitate și prima, elaborată în spiritul tectonicii globale, concept, care după cum se știe, a revoluționat în ultimele decenii geoștiințele, în maniera în care genetica a propulsat la rândul ei Biologia.

În esență, noutatea tratării constă în separarea categoriilor fundamentale de structuri tectonice, de distensiune și compresiune, induse de divergența sau convergența plăcilor litosferice, structuri analizate descendent, de la nivel continental la nivel regional și local.

Ea interesează pe toți specialiștii din domeniul geologiei și geografiei, studenții facultăților de profil și chiar pe profesorii care predau disciplinele respective în învățământul preuniversitar.

I.S.B.N. 973-31-1058-2